

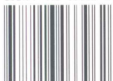
# 海陆电磁噪声与滩海大地 电磁测深研究

李桐林 林 君 王东坡 著  
刘福春 曾孝箴

地质出版社

HAI LU DIAN CI ZAO SHENG YU TAN HAI DA DI DIAN CI GE SHEN YAN JIU  
海陆电磁噪声与滩海大地电磁测深研究

ISBN 7-116-03396-3



9 787116 033962 >

ISBN 7-116-03396-3

P·2184 定价: 18.00 元

# 海陆电磁噪声与滩海大地 电磁测深研究

李桐林 林 君 王东坡 著  
刘福春 曾孝箴

地质出版社

· 北 京 ·

## 图书在版编目(CIP)数据

海陆电磁噪声与淮海大地电磁测深研究/李桐林等著. -北京:地质出版社, 2001. 4  
ISBN 7-116-03396-3

I. 海… I. 李… II. ①海洋环境-电磁场-噪声测量-研究-文集 ②陆地-电磁场-噪声测量-研究-文集  
③浅海-电磁-测深-研究-文集 IV. P733.22

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2001) 第 14216 号

---

责任编辑:王式铭 徐才 陈磊

责任校对:李玫

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 29 号, 100083

电话:82324577(编辑部) 82324508(邮购部)

网址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs @ gph.com.cn

传真:010-82310759

印刷:北京印刷学院实习工厂

开本:787×1092 1/16

印张:6.5

字数:155000

印数:1—400册

版次:2001 年 4 月北京第一版·2001 年 4 月第一次印刷

定价:18.00 元

ISBN 7-116-03396-3/P·2184

---

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)



# 目 录

绪论	(1)
第一章 滩海阵列大地电磁测深仪及其在 50 万 V 超高压输电线产生的 电磁噪声研究中的应用	(9)
§ 1.1 海洋 MT 的仪器	(9)
§ 1.2 超高压输电线所产生的电磁场的测量	(14)
§ 1.3 超高压输电线所产生的电磁场的规律分析	(16)
§ 1.4 50 万 V 高压输电线电磁场理论规律研究	(37)
§ 1.5 小结	(44)
第二章 海洋的电磁效应	(45)
§ 2.1 高导海水对电磁场的吸收	(45)
§ 2.2 运动海水产生的电磁场	(47)
§ 2.3 海岸效应	(64)
§ 2.4 结论	(65)
第三章 滩海大地电磁测深的理论和技术及数据处理	(66)
§ 3.1 海洋大地电磁测深的原理	(66)
§ 3.2 滩海 MT 的海上作业方法	(70)
§ 3.3 海洋 MT 的数据处理与解释方法	(71)
§ 3.4 大地电磁测深资料的解释方法	(77)
§ 3.5 小结	(78)
第四章 辽河滩海大地电磁测深地质解释	(79)
§ 4.1 研究区概况	(79)
§ 4.2 辽河滩海大地电磁测深地质解释	(82)
结束语	(93)
英文摘要	(95)
参考文献	(97)

# 绪 论

地球表面的四分之三被海洋覆盖。在海洋,尽管石油只产于相对浅的陆架区,但其储量却是十分巨大的。对于固体矿产除锰结核、富含金属的卤水外,人们一度认为海底是贫瘠的,然而最近人们发现洋中脊的热液活动的规模和多金属硫化矿床的丰度是十分可观的。一些方法可以定位这些硫化物矿床,却不能用于判定它们的延伸和储存其地质体的性质,海底电磁法填图是适用于这一目的的很少方法之一。

在海洋寻找石油过程中,地震勘探的作用是不言而喻的,但在某些时候该方法却受到了一些限制,如遇到碳酸岩礁、火山岩盖等散射体时。海洋电磁法可以成为一种补充的技术方法应用于这些地区。

我国是一个海洋大国,海岸线长达 18000 km,渤海、黄海、东海和南海的总面积相当于我国陆地面积的三分之一。辽阔的海域下埋藏着丰富的固体矿产和油气资源。随着陆上资源的日趋枯竭,开发和利用海洋资源对我国国民经济的发展具有深远的意义。另外,由于我国的 4 大海域地处太平洋西侧的边缘海,为维护海洋国土权益,确定对海洋专属经济区的划分等,均迫切需要先进的海底勘探方法与技术手段。正如宋瑞祥部长在 1997 年末召开的全国海洋地质科技工作会议上所作报告中指出的那样:“今后一个时期内,海洋地质工作的指导思想是坚持以国家权益、矿产资源、地质环境为中心,近海与远洋并举,以近海为主,积极开拓新矿种和后备矿产资源基地的调查与评价,尽快提高我国管辖海域的地质调查程度,提高我国海洋地质工作的研究水平,不断扩大国际合作,在维护国家主权权益,提供可利用矿产资源、保护海洋环境、推动地球科学发展方面发挥重要作用”。

目前我国用于海洋地质研究的物探方法,主要有高精度航磁测量、声波探测技术、海洋油气地震探测技术、高精度重磁探测技术。这些技术已经在海洋地质调查中发挥了重要作用,但是与陆地上的勘探方法一样,在海域盆地中火山岩分布广泛的地区,地震勘探的效果受到了一定的限制,重磁勘探体积效应严重,纵向分层能力有限,而大地电磁测深(MT)方法是对上述物探方法的有效补充。陆上 MT 资源勘探已成为一项成熟的技术,无论是在深部地质与区域地质调查,还是油气勘探中,都取得了显著成效。由于 MT 法是利用频谱丰富、能量巨大的天然场源,具有很大的探测深度,且成本低,对环境无污染,若将该方法用于海洋地质勘探,将是一种快速有效的探测手段。另外,由于地球物理方法内在的多解性,也需要用基于不同物性参数的方法互相补充,相互约束,提高解释的可靠性。原地质矿产部已把海底大地电磁探测列入地质矿产部海洋地质工作“九五”计划和 2000 年至 2010 年规划。国家“863”计划也将海洋大地电磁测深列入海洋高科技发展之列。

在陆上,电磁法能够较好地给出地球内部电性结构的信息,是一种较为成熟和有用的地球探测方法,但该方法从前却很少被用于海上。主要有两种原因,其一,地震勘探能成功地描述海底地质结构;其二,人们普遍对高导海水不利于电磁法应用的想法深信无疑。然而,近年来随着仪器和海洋地质学的发展,海洋电磁法取得了实质性的进步。目前已发展的方法有海

底大地电磁测深、直流电阻率法、磁电阻率法、自然电位法和时域频域可控源法,其中的海洋大地电磁测深法是目前较为成熟的方法。

在原理上,海洋大地电磁测深同陆地大地电磁测深相同。由于海洋环境的特殊性,使海洋大地电磁测深也具有其自身的特点,主要表现在海洋的电磁噪音、仪器及装置和解决地质问题的能力方面。海洋环境的特殊性表现在如下几个方面:①海底上覆盖着一层高导液体——海水,它的电导率约为 $3\sim 5\text{ S/m}$ ,同下伏的地壳有较大的差别,海水最深处达 $11\text{ km}$ ;②海水是流动的导电介质,且其流动规律非常复杂;③海底与陆地地壳的地质结构不同;④海水具有动能;⑤海底的压力高;⑥无特殊设备,不易接近海底;⑦海面气候条件较恶劣。其中环境特殊性①导致了海底高频信号的衰减,对仪器的分辨率提出更高的要求,降低了解决浅部地质问题的分辨率;环境特殊性②导致运动的海水同地球磁场的作用产生海洋内部成因的干扰电磁场;环境特殊性③与①共同决定了大地电磁测深响应函数的各向异性(海岸效应),使资料的解释更加复杂;环境特殊性①④⑤⑥对仪器的密封、承压、定位、调平、供电、海上仪器投放和回收作业等都提出了严格的要求。因此海洋大地电磁测深是一项集海洋物理、高精度弱磁弱电测量技术、传感器技术、无线电技术、声学定位技术、仪器仪表制造技术于一体的综合的高新探测技术。

20世纪60年代,国际上一些著名的地球物理学家和海洋地质学家就开始了海洋电磁场理论研究 with 仪器研制,并开始在海上实验。Filloux, J. H. (1973)、Bennett, B. R. 和 Filloux, J. H. (1975)、Filloux, J. H. (1980)、Chave, A. D.、Alan, A. D. 和 Filloux, J. H. (1984)、Law, L. K. (1984)对各时期的海洋MT法的进展进行了及时的总结。到1984年已进行了包括MODE实验(Mid Ocean Dynamic Experiment 1973)的海洋MT法十多项研究。1984年开始了著名的岩石圈和软流圈电磁研究,该项工作在海洋大地电磁学理论、仪器、海洋电磁噪音和海洋MT法的应用等方面都取得了重大的进展,标志着海洋MT法技术已日趋成熟。

## 一、海洋MT法的理论进展

对于近场源及远场源在导电介质中产生的电磁场相关的理论,Ward, S. H. 和 Hohmann, G. (1988)给出了很好的综述。从计算的角度及反映物理实质的角度来看,人们都选用了一维模型。由一维导电介质产生的电磁场可以分解成两个独立的涡旋场(TM和PM模式)。TM模式同包含垂直轴方向的电流有关,不产生垂直的磁场分量,而PM模式是由水平方向的电流产生的,不产生垂直方向电场分量。TM模式和PM模式对电性结构的灵敏度不同,TM模式受高阻层的影响较大,不能充分穿透高阻层,而PM模式由于感应对这种结构并不敏感。海洋MT法主要利用这两种模式来讨论流动海水产生的电磁场噪声规律。

## 二、仪器进展

海底MT法的仪器研制与实验始于20世纪70年代,可查到的文献有Cox, C. S. (1971)、Filloux, J. H. (1973, 1974, 1980)、Segawa, J. et al. (1982)、Wess, S. C. et al. (1985)等人的著作,Filloux, J. H. (1987)对仪器装置的进展进行了广泛的综述。目前,对海底电场和磁场的测量各有两种方式,并且电磁测量采用了分离仪器,仪器装在可承压 $10\sim 100\text{ MPa}$ 的密封容器内。两种磁测量方式分别用悬丝式磁力仪和磁通门磁力仪;两种电场测

量方式分别用盐水电桥和长导线。Filloux, J. H. 测磁使用了其自行研制的悬丝式磁力仪。1979 年澳大利亚的 White, A., 1981 年加拿大的 Law, L. K. 和 Greenhouse, J. P., 1982 年日本的 Segawa, J. 等先后研制出海底磁通门磁力仪, 测量精度达  $0.1 \text{ nT}$ 。测量海底电场的一种方法是 Woods Hole 海洋研究所 Webb, C. S. 等提出的长导线 ( $200 \sim 1000 \text{ m}$ ) 法, 电极之间较大的距离增强了信号强度, 从而提高了信噪比, 但该方法施工困难, 方位及距离较难控制。由 Filloux, J. H. 设计的海底电场测量装置——盐水电桥, 只有几米长, 有效地抑制了电极与海水作用产生的噪声, 但盐桥只适合测量频率小于  $0.01 \text{ Hz}$  的低频海底电场, 因为在高频段盐桥的约瑟芬 (Johnson) 噪声相当严重。海底电极采用稳定的银-氯化银不极化电极。EMSLAB 研究中使用的是经过改进的磁通门磁力仪和盐水电桥装置, 其性能有了较大提高。现在, 国际上具有海洋大地电磁探测能力的国家和较著名的机构有美国加州大学的伯克利分校、美国的 Scripps 海洋研究院和 Woods Hole 海洋研究院 (Institute)、加拿大多伦多大学、日本东京大学的海洋研究所和海洋科学技术中心、法国的国家科学研究中心以及澳大利亚的 Flinders 大学等。国外尚没有商业化的海洋大地电磁测深仪产品。

### 三、海洋的电磁效应

海洋的电磁效应主要有三种。一是其对外源电磁场的趋肤效应, 特别是对高频电磁场的衰减; 二是流动海水产生的电磁噪音; 三是海水及海陆地壳的电性结构差异形成的“海岸效应”。

#### 1. 趋肤效应

海底被海水覆盖着。海水的电导率约为  $5 \text{ S/m}$ , 当海底的沉积物中包含水时, 其电导率约为  $0.1 \sim 1 \text{ S/m}$ 。在大陆架区, 该值随着固结成岩作用的加强 (孔隙度降低) 而减小。大陆架深部的电导与陆壳的电导相同。深海的沉积物很少超过几百米, 下伏着基性岩壳和橄榄岩地幔, 它们的电导率由上面的  $0.1 \text{ S/m}$  到地下  $10 \text{ km}$  的  $0.0001 \text{ S/m}$ 。

高导海水对电离层和磁层产生的电磁场作用很像一个低通滤波器。大于  $1 \text{ Hz}$  的海底电磁场很弱。海水的滤波效应可以通过一个较简单的模型刻画。考虑一个厚度为  $H$ 、电导率为  $\sigma_0$  的一层海水, 覆盖在地球模型之上, 其上为绝缘空气层。固有频率为  $\omega$  在海面上很远的垂直磁偶极源产生的入射电磁波, 在海面上可看成是平面波。Chave, A. L. 和 Filloux, J. H. (1984) 给出了海底对海面的水平电场和磁场的表达式。理论研究表明, 海底对海面的水平电场的比值对其下的电导率变化不敏感, 并且只有当  $\gamma_0 H \gg 1$  时, 才明显衰减。这里,  $\gamma_0 = (i\omega\mu_0\sigma_0)^{1/2}$ 。比较而言, 海底对海面的水平磁场的比值对地壳的电导性很敏感, 并且在较长周期就开始衰减。

#### 2. 流动海水产生的电磁噪音

各种力的作用使海水处于永恒的运动之中。这些力包括: 万有引力和地球自转产生的旋转效应, 它们作用于整个海洋; 热力作用, 比如辐射传输、加热和冷却等, 它们主要发生在海面; 海面风应力和大气压力; 海底的局部热流、火山喷发、地壳的运动等地应力。在这些强迫力的作用下海水发生了运动, 并出现多种多样的波动。波动的时空尺度变化范围很大, 周期从数年到数秒, 波长从数千公里到厘米级。运动的海水同地磁场相互作用产生的洛伦兹力形成了海洋内部成因的干扰电磁场。Cox, C. S., Filloux, J. H. 和 Larsen, J. C. (1971), Sanford, T. B. (1971), Larsen, J. C. (1973), Filloux, J. H. (1980), Chave, A. L. (1983), Chave,

A. L. 和 Filloux, J. H. (1984)、Chave, A. L. 和 Filloux J. C. (1985)、Lilley, F. E. M. (1986)、Chave, A. L. (1989)、Luther, D. S. et al. (1987, 1990) 等对海水运动成因的电磁场进行了专门研究。

对于长周期(大于 1 小时)的深海海底电磁场, 3~5 天的长周期对应中等尺度的涡流活动和一背景正压流(速度与深度无关), 它们产生很大的海底电流和适度的海底磁场, 这一现象在大洋盆地的西侧表现得非常明显, 另外, 洋潮也产生可观的电磁场。因此, 周期大于几天的外部电磁场信号不能用于地球结构的研究。随处可见的海洋内波(斜压流, 流速与深度有关)将产生 1~4 h 周期的磁场, 该磁场取决于地磁场的活动和纬度。

对深海的正压流, Pedlosky, J. (1979) 给出了长波正压流的动力学方程。Larsen, J. C. (1971)、Chave, A. D. 和 Filloux, J. H. (1984) 给出了其产生电磁场的描述与模拟。在简化的海洋模型假设条件下, 即: ①流速场水平尺度较海水深度大, 且为正压流; ②垂向速度较水平分量要小; ③海水的自感不大; ④地磁场简化成地心磁偶极。理论推导表明, PM 模式的源电流同水平速度场和垂直磁场的水平散度有关, 而 TM 模式的源电流同由速度场的旋度和垂直的电流分量有关。这表明 TM 模式的电流源同科里奥利力有关, 且其在与地球自转周期相当的周期范围内起主要作用。在较短周期, 当扰动形成水平速度场的散度时, PM 模式的源将起主要作用。介于如上两种情况之间的周期, PM 模式和 TM 模式对总场的贡献相当。

对深海区, 长周期的水平电场近似解为

$$E_h = CF_e \hat{z} \times \langle V_h \rangle^* + N, \quad (1)$$

这里

$$\langle V_h \rangle^* = \frac{1}{\sigma H} \int_H^0 dz' \sigma(z') V_h(z'),$$

$\langle V_h \rangle^*$  是电导率加权垂向积分水平速度场,  $C$  是一常数,  $F_e$  是磁场的垂直分量,  $N$  是一近似误差项。从(1)式我们不难发现, 水平电场正比于地磁场垂直分量和垂向电导率加权的速度场。对于垂直电场

$$E_z(z) \doteq [V_h(z) \times F_h] \hat{z}, \quad (2)$$

即垂向电场正比于水平向速度场和水平地磁场。

在北半球, 由(1)和(2)式可以看出, 电场北向分量是东西向速度场的反映。电场的东西向分量是南北向速度场的反映, 垂直电场  $E$  主要反映东西向流速场。研究表明: 比例系数  $C$  取决于海底电导率结构并且当海底高阻时接近于 1; 水平电场更具局部性, 通常是海水深度几倍范围内速度场的反映, 并可通过测量电场获得海水的流速场; 磁场则是较大范围速度场的平均, 且不可能通过测量磁场获得海水的流速场。在陆上, 外部成因的电磁场, 电场较磁场更具局部性; 在海底, 流动海水成因的电磁场同样电场较磁场更具局部性。

Garrett, C. 和 Munk, W. H. (1972, 1975) 对海洋的内波的频谱给出了描述, Phillips (1977) 给出了内波的支配方程, Podney, W. (1975) 开始对内波产生的电磁场规律的研究, Chave, A. L. 和 Filloux, J. H. (1984) 进一步研究了内波产生的电磁场, 并指出内波所产生的电磁场在海洋 MT 中必须要认真对待, 另外, 海底电磁场的成因也不限于如上形式的两种海水运动。

在大陆架地区, 由于海底地形复杂, 海水运动更加复杂, 海水运动的能量和复杂的海底地形加剧了干扰场的复杂性和局部性。海水运动本身的动力学特点还没有被很好地理解。

Cox, C. S. (1971) 讨论了与局部扰动有关的电磁干扰, 认为对电场的扰动具有局部性, 而对磁场的扰动可以忽略。

在高频范围内, 表面重力波、微震、风浪和涌浪均在海底产生速度, 压力起伏, 并诱导出局部电磁场。当周期大于 40 s 时, 表面重力波甚至在深海也产生噪音频谱。测量表明, 外源场在海底通常起支配作用, 表面重力波成分作为其背景。在 10~40 s 间, 当表面重力波减弱时, 海底电场的波谱也降低, 但不明原因的噪音电场分量依然存在 (Webb, C. S. 和 Cox, C. S., 1986)。

Cox, C. S. (1978) 进行了对微震产生电磁场的理论和实验研究。实验表明: 由作用于表面重力波列产生的干涉所形成的微震, 可产生海水的水平运动并进而产生周围的电磁场, 在 0.1~0.3 Hz 范围内, 峰值较背景高出 1 到 30 倍; 由远处暴雨和当地风力及近岸反射作用产生的涌浪也产生多个峰值。Cox, C. S. (1986) 进行了暴雨过程中微震电磁场的测量。Webb, C. S. 和 Cox, C. S. (1982, 1986) 开展了海底声学 and 地震电磁扰动研究。他们描述了面波共鸣在海底产生的电磁峰值。在这些窄带的电磁干扰中间的背景可能是由小尺度的干扰涡流 (0.1 m) 产生的 (Cox, C. S., 1978)。必须一提的是, 高频端的背景噪声很复杂, 虽然还没有被很好地理解, 但与海况及局部地质情况紧密相关。

### 3. 海岸效应

由于海水和陆地的电导率存在巨大的差异及海洋岩石圈上部可能存在的高阻物质, 外源电流场在海陆边界产生“海岸效应” (Cox, C. S. (1980), Ranganayaki, R. P. 和 Madden, T. R. (1980), Chave, A. L. 和 Cox, C. S., 1983)。该模型引出各向异性 MT 响应函数。垂直于海岸的电流分量通过边界充电进入高阻的陆地或者偏向洋壳。横向效应的宽度非常重要。其宽度可表示为  $L = \sqrt{P_t \Sigma_0}$ 。这里  $P_t$  是海水电导的积分,  $\Sigma_0$  是基底到某一深度 (典型深度为 30~50 km) 的电阻率的积分。设海水深度为 5 km, 基底电阻明显变低的深度为 30 km, 海水的电导率为 3.2 S/m, 基底的电阻率变化范围为  $100 \sim 1000000 \Omega \cdot m$ , 则  $L$  对应为 200~2000 km。在实际观察中, 人们发现实际的宽度最大也就是几百公里, 加上 Cox, C. S. (1986) 的可控源结果 (海底为高阻), 人们认为在海洋中可能存在导电通道, 或是洋壳热或是陆缘区存在充水带。这种“海岸效应”问题, 在深海处并不严重, 但在海岸附近大陆架区却非常重要, 它建议我们应利用二维模型进行解释。

解释时对于 TE 和 TM 模式的选择问题, 过去人们一直认为选用 TE 模式较合理。实际上当沿走向存在不均匀性时, 利用一维解释将具有较大偏差。在二维解释时, 利用 TM 模式更加合理。这一点早被 Wannamaker, P. E. (1984) 和 Bostick (1986) 认识。在 EMSLAB 的二维解释中均选用了 TM 模式。

## 四、海洋 MT 的数据处理

海洋 MT 法与陆地 MT 法的原理相同, 因此, 它们的数据处理流程也基本相同。但由于海洋环境产生了不同于陆地上的干扰电磁场, 且海洋 MT 多为阵列观测, 故使其在噪音识别和滤波等方面有其自身的特点。

### 1. 电磁响应函数的稳健 (Robust) 估计

在大地电磁观测中, 由于各种噪声的存在, 使得阻抗, 即地球的电磁响应函数的估计不可避免地产生产误差。传统的阻抗获取方法是基于电磁场的误差符合高斯分布, 利用频率分析

及最小二乘回归。Sims, W. E. (1971)、Vozoff, K. (1972)将回归的方法扩展到有限频带。该方法的主要优点是运算简单快捷,在满足条件的前提下,效率最高。但是大地电磁资料误差分析的统计研究表明,各数据道的误差并不相对独立也不完全遵从某一正态分布。在大地电磁实际观测中,大多数数据中都含有少量的异常数据点叠加在正常高斯分布背景之上。在这种情况下,若仍采用常规最小二乘方法进行处理,势必造成阻抗的严重分散或偏离,甚至使阻抗特征产生强烈的畸变,给大地电磁资料的解释工作带来困难。

为解决上述问题,国内外专家发展了许多新的处理技术,如根据相干性对数据段进行加权及选择,用远参考道技术消除相关噪声等,这些在一定程度上改善了大地电磁测深的阻抗的质量,但也都有各自的局限性。

Robust 统计学(或称稳健统计学)在过去 20 多年里受到人们的注目,并得到了迅速发展,它是研究实际模型与理想模型有微小偏离,或当实际分布与理想分布在形状上有偏离时,对这种偏离不敏感或相当不敏感的统计学方法。近年来, Egbert, G. D. 和 Booker, J. R. (1986)、Chave, A. L. (1987)以及 Sutarno 和 Vozoff, K. (1989)等将稳健统计学应用于地球电磁场响应函数的研究中。该方法根据观测误差的剩余功率谱的大小对数据加权,注重未受干扰的数据(假定其为正态分布)降低飞点的作用,从而改善了阻抗估算的特性。在 EM-SLAB 研究中,稳健统计学的有效性得到了充分的证明。

## 2. 阵列数据的分析方法

利用阵列观测技术,通过比较海-海、海-陆同步电磁场信号、进行海-海和海-陆电磁分量之间的相关分析,可以发现海洋内部成因的电磁噪声的频率范围和其强弱。阵列 MT 数据分析的多变量统计方法由 Egbert, G. D. 和 Booker, J. R. 提出(1987, 1989),阵列中所有测量分量的互功率谱矩阵的特征向量(对应于矩阵递减的特征值)代表着阵列的响应函数。这种分析方法可以说明传统统计学方法用于解释 MT 时间序列的合法性,并可作为噪声的发现和信号利用的一种直接方法。

## 五、海洋 MT 实验与应用

随着海洋 MT 技术的日趋成熟,国内外对海洋 MT 的兴趣越来越大。国际上除 80 年代完成的著名的 EMSLAB 外,近几年,美国等发达国家仍在继续进行着各种海洋实验研究工作。实验主要有两个领域,一是对海洋岩石圈的结构研究,二是对海上油气资源的勘探与评价。前者多在洋中脊地区进行,后者多在浅海大陆架进行。

EMSLAB 将实验场地选在了美国西北陆地区及临近的 Juan de Fuca 海区。在这一较小的地理区域内,具有洋中脊、带有现代火山弧的俯冲带和由地体拼贴形成的大陆。利用 MT 确定的电性结构对该区的大陆增生和构造活动过程给出了令人满意的结果。新近(1995 ~ 1997)进行的 MELT 计划(地幔电磁层析成像),包括了地震和大地电磁测深,目的是通过地壳和上地幔成像,了解在洋中脊快速扩张地区海洋岩石圈的生成机制。由美国 Woods Hole 海洋研究所和澳大利亚、法国、日本等国研究机构共投放了 32 个大地电磁测深点,1997 年 6 月进行了仪器回收。

在海洋油气资源探测方面,美国加州大学伯克利分校曾对墨西哥湾中的岩盐构造做了深入的大地电磁数值模拟工作。这些模型研究的成果说服并争取了美国能源部和石油公司资助在墨西哥湾(GOM)进行大范围的海上大地电磁勘探。在 GOM 的两个测区中,由伯克

利分校和 Scripps 研究所共同完成 30 个海底大地电磁测站的数据采集和资料反演解释。此外, Scripps 研究所还先后为 AGIP 公司在地中海分别完成了 20 个测站和 100 个测站的勘查工作。这些勘查资料的反演解释结果,清楚地反映出海底以下 2~8km 深度的地质构造轮廓。

在我国,海洋 MT 引起人们的关注只是近年的事情。1994 年 4 月同济大学海洋地质系采用加长电极电缆,在水中布电极岸上布磁道的方法,在太湖做过 3 个水下测深点实验。1994 年浙江石油勘探处利用西德进口仪器,在太湖水域做了 17 个测点长达 50km 的一条水中剖面。1994 年 12 月国家自然科学基金资助同济大学海洋地质系开展海洋电磁法研究项目。国内还有其他单位也进行了水下 MT 实验,为海洋 MT 积累了一定的经验。鉴于水下测量磁场、方位及调平的困难,目前国内水域大地电磁测深基本上采用磁电分离测量技术。这种方法基于大地磁场在数百至上千公里范围内变化不大,反应地下电性结构的主要是电场这一理论。在陆上某一点测量磁场,而在海中利用长导线只测量电场。

1996 年,在长期从事陆上大地电磁测深仪研究的基础上,长春科技大学地球物理仪器研究室在曾孝箴教授的带领下,利用全球定位系统(GPS)提供的高精度同步时钟,成功地研制了基于电磁分离测量的阵列式海洋大地电磁测深仪,为我国海洋 MT 进行了开拓性的研究工作。王东坡教授积极促成了海洋大地电磁测深同辽河油田的合作研究项目。1996 年 11 月,受吉林省地震局的委托,我们在长春郊区开展了 50 万 V 超高压输电线的电磁场规律的研究,同时对海洋阵列 MT 仪器的软硬件进行了陆上的测试和完善工作。1997 年 3 月初,我们在吉林省长岭县进行了磁电分离可行性的实验研究。同年 3 月末到 7 月中旬,在辽河油田的大力支持下,开始了辽河油田滩海区域的 MT 实验研究。

滩海区域是大陆架水体较浅的部分,与大陆相连或本身就是大陆的一部分,陆上河流在这里入海,水下河道发育,往往发育水下河口扇,海底地形复杂,海水动力学较深海复杂,各种现象更具局部性。

我国东部和南海滩海区的地质构造同陆上的地质构造有着一致的发展演化历史,因此该海域的盆地具有良好的油气远景。中国东部的中生代和新生代地层中普遍发育有火山岩,且盆地一般也较深,它们都限制了地震勘探方法的应用。海洋 MT 在解决含油气盆地的构造,海陆地质界限,海域盆地的构造单元划分可发挥重要作用,具有良好的发展前景。

滩海区的 MT 海上作业是相对容易进行的,在这里我们可以积累海上的工作经验,摸索海洋 MT 有关仪器和各种噪声问题,为进行浅海大陆架和深海 MT 进行准备,其研究方法、技术和研究成果具有借鉴意义。

本文就是在上述野外工作的基础上,参阅了大量国内外资料进行研究的工作总结。

主要成果如下:

(1)全面系统地综述了国内外特别是国外海洋 MT 的理论、方法、仪器和海洋大地电磁测深的应用等问题的发展现状。

(2)研制了阵列大地电磁测深仪的数据采集、图形显示、数据处理与解释等软件。

(3)在陆上对阵列大地电磁测深仪进行了全面的测试,利用其对 50 万 V 高压输电线路产生的电磁场进行了野外数据采集。

(4)对高压输电线的电磁场规律进行了研究,并进一步从理论上推导了高压输电线电磁场的理论公式。电磁场的水平分量随与高压线距离的 3 次方衰减,磁场的垂直分量为 4 次方



衰减。

(5) 高压线所产生的电磁场主要为 50 Hz 及其高次谐波。负载变化一般仅产生围绕 50 Hz 的分量,即低频影响不大,除非负载变化非常迅速。

(6) 距离高压线 2.6 km 以外,高压输电线产生的电磁场已同天然背景场难以分清。

(7) 对磁电分离的可行性给出了理论推导和实验论证。

(8) 系统地推导了流动海水产生的电磁场公式,对公式给出了明确的物理意义。

(9) 进行了为期近 3 个月的海上实验,在滩海 MT 的噪声压制技术、测点布设与仪器回收等海上作业程序方面积累了丰富的经验,获得了大量的第一手资料。

(10) 通过海陆阵列同步观测,利用频谱分析、极化方向分析和波形对比分析,确定了滩海区流动海水的电磁场主要是几秒钟的周期信号。该噪声主要由风浪和涌浪产生。利用平滑滤波和方向滤波在一定程度上可消除该噪声。

(11) 针对海洋中噪声的特点,在阻抗分析中实现了稳健分析(ROBUST)方法,改善了噪声频率段的阻抗估计的质量。

(12) 根据辽河油田滩海区的实测大地电磁测深资料,结合该区原有的地质、地震、重磁和钻井资料,利用二维有限元方法,进行了地质解释。推断了深部地层中生界,中新元古界和断层的分布,并推断了滩海地区的壳、幔高导层的分布。为盆地分析和油气预测提供了有用信息。

部分工作成果已在 1997 年全国大地电磁测深会议上进行了交流,辽河油田滩海地区 MT 实验研究报告已于 1997 年 11 月通过了由辽河油田组织的专家验收。

# 第一章 滩海阵列大地电磁测深仪及其 在 50 万 V 超高压输电线产生的 电磁噪声研究中的应用

## § 1.1 海洋 MT 的仪器

### 1.1.1 阵列 MT 仪器的研制

本次野外测量采用长春科技大学研制的 GEM 系列海洋阵列大地电磁测深仪。该系列仪器的研制始于 1984 年,仪器的核心部件采用德国生产的 KIM78XX 三分量磁探头。1985 年完成了 GEM-1 型仪器的研制工作,1986 年 4 月通过了地矿部鉴定,达到国内先进水平。1987 年被评为地矿部科技进步二等奖,1988 年评为国家经委技术开发优秀成果奖。1990 年完成 GEM-2 型仪器的研制工作,1991 年通过地矿部鉴定,1994 年获国家教育委员会科技进步二等奖。GEM 系列仪器问世以来已在东北、华东、西北、西藏等地区进行了数百个物理点的石油地质勘探和深部地球物理工作,在科研和生产中发挥了积极的作用。1995 年,曾孝箴教授在前述大量工作的基础上,瞄准海洋大地电磁测深研究方向,查询国内外有关技术信息,构想和酝酿研制海洋阵列 MT 大地电磁测深仪。1996 年初研制了仪器的主体关键部分,并进行了测试。在承担辽河油田滩海大地电磁测深研究工作任务后,加快了对仪器的改进和完善的步伐,仪器于 1996 年 10 月基本定型,结合吉林省地震局“50 万 V 高压输出线对电磁测量的影响规律”工作,在吉林省长春市郊区进行了全面的陆上实验,完成试验点 30 余个,获得了令人满意的效果。1997 年 3 月在吉林省长岭县同国外仪器测量结果进行对比,并进行磁电分离可行性的实验研究。在海上工作之前,又对仪器的密封进行了细致深入的研究。1997 年 3 月末,开始海上实验工作。

### 1.1.2 仪器的组成

本仪器由一台主机和四台独立分机组成阵列仪。主机测量两个电场分量和三个相互垂直的三分量磁场。电场采用 L 方式布线,因此有 3 个电传感器和三个磁传感器。电传感器经过较长时间的抗干扰试验,选择了稳定性较好的 Pb-PbCl<sub>2</sub> 固体不极化电极。主机的磁探头有两个,分别为高、低频探头。分机只进行了电场测量,因此只有 3 个电传感器。为提高信噪比,采用频段测量技术,共分 4 个频段,各档与对应的频率范围及采样间隔、叠加次数列于表 1.1.1,磁场测量 4、5 档使用同一高频探头(传感器),2、3 档使用同一低频探头。

主机和分机分别装配有 GPS 全球定位系统,主要用于主机和分机的高精度同步。仪器方框图如图 1.1.1。

表 1.1.1

档 号	采样间隔/ms	叠加次数	频率范围/Hz	采样点数	块 数
2	250	5	0.01 ~ 1	4096	8
3	25	1	0.1 ~ 1	4096	10
4	2.5	1	1 ~ 100	4096	15
5	500	1	10 ~ 1000	4096	15
1		1	0.001 ~ 0.1	4096	4



图 1.1.1 仪器方框图

### 1.1.3 仪器的特点

- (1) 宽频带 0.0001~1000 Hz。
- (2) 采用瞬时浮点放大器, 16 位 A/D 转换器, 动态范围 138 dB。
- (3) 完善的自检系统, 包括开机自检、全通道和分段检测、通道幅频特性和相位特性。形成永久的年检、自检报告, 以保证仪器在使用期间测量结果的可靠性。
- (4) 完善的数据处理软件包, 包括频谱分析、阻抗变换、极化分析、图形显示、数据回放、一维、二维正反演等。
- (5) 独立阵列观测 仪器独立, 使之不同于一般电磁阵列(EMAP), 避免了相关噪声; 阵列观测方式使仪器更利于研究随空间位置变化的各种效应, 如陆上各种输电线的电磁场规律、海陆大地电流场的差别、海水对不同位置环境的电磁场的影响等。此外, 对电磁信号识别、校正都将起到决定性的作用。
- (6) 高精度的同步技术 基于 GPS 同步系统, 使各站仪器的同步精度小于 100ns, 且时间无误差累积。
- (7) 电磁测量分离 减少了施工难度, 提高了工作效率。
- (8) 仪器沉于海底, 电极及导线经过特殊加工, 降低了海水的波浪的影响。
- (9) 仪器密封采用较为严格的气密。

工作方式可采用严格同步启动和轮回作用两种方式, 降低了对野外通讯的要求, 提高了工作效率。图 1.1.2~图 1.1.5 为仪器部分滤波特性曲线。图 1.1.6~图 1.1.7 为表明仪器一致性的时间域信号对比曲线。

上述各条曲线说明, 阵列大地电磁测深仪性能稳定, 一致性很高, 可以获得很好的观测结果。

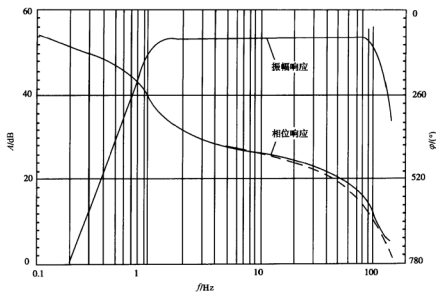


图 1.1.2 S3 仪器 4 档滤波特性曲线

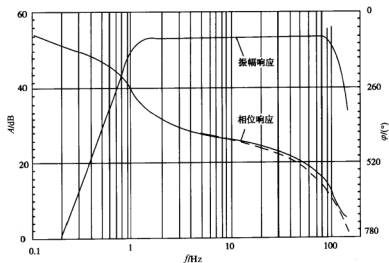


图 1.1.3 S4 仪器 4 档滤波特性曲线

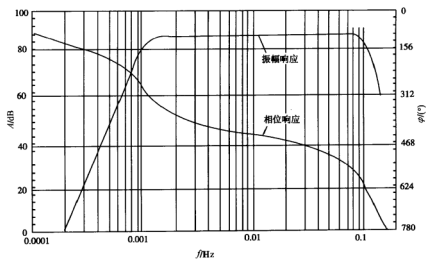


图 1.1.4 S4 仪器 1 档滤波特性曲线

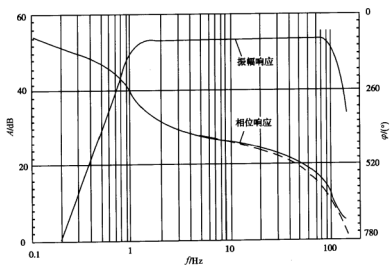


图 1.1.5 S2 仪器 4 档滤波特性曲线

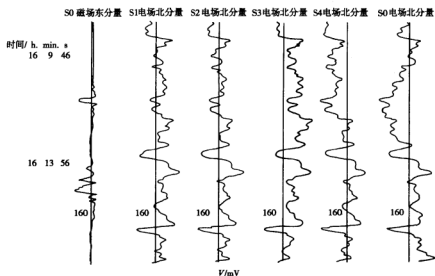


图 1.1.6 5 台仪器 1 档的时域曲线一致性对比

图中数字是各道的显示放大倍数

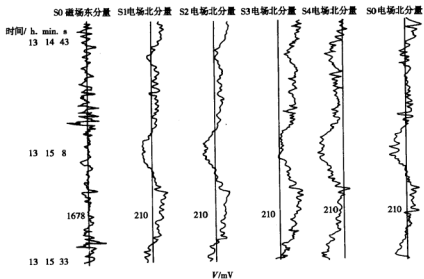


图 1.1.7 5 台仪器 2 档的时域曲线一致性对比

图中数字是各道的显示放大倍数

## § 1.2 超高压输电线所产生的电磁场的测量

### 1.2.1 问题的提出

随着国民经济及现代化的突飞猛进,我国的电力和通讯事业已得到了蓬勃发展,使得空间、地下的电磁波越来越复杂。野外大地电磁测深已很难回避各种规模电网的影响。同时这种电网也在影响着以观测地磁、地电信息进行地震预测的地震台站的测量工作。长春—哈尔滨 50 万 V 超高压输电线因接近吉林省地震局的地震台站便产生了此类问题。各种输电线产生的电磁场规律如何,无论是对大地电磁测深野外的施工,资料处理和解释,还是对地震预报等工作都具有重要意义。由于高压输电网负载的变化,使输电线的电流发生变化,由其所产生的电磁场也是变化的,因此用单台仪器研究高压输电线所产生的电磁场的规律是困难的。阵列大地电磁测深仪的研制成功,为这一问题的解决提供了有利的研究手段。为此,我们承担了吉林省地震局关于“50 万 V 高压输电线的电磁场规律的研究”项目,对 50 万 V 高压输电线产生的电磁场进行了观测和分析,并对阵列大地电磁测深仪的软硬件进行了全面的野外测试。

### 1.2.2 实验区的选择和测点布设与测量技术

#### 1. 超高压线概况

长哈 50 万 V 高压线为 50 Hz 三相四线制交流输电网,每相由 4 根导线并成,三相共 12 根,导线及有关参数为:导线截面积  $44.5 \text{ mm}^2$ ,直径 27.5 mm,线重  $1.49 \text{ t/km}$ ;塔重 6.8 t/个;导线平均高度 20 m,相间距离 11.8 m。在一般情况下,相电流的极大、极小和均值为 650 A、40 A、300 A。

#### 2. 电磁干扰场的相对概念

相对于电磁观测台站而言,电磁干扰场源可分为三大类:一是铁磁性物质构成的恒定场源(直流电磁场),其场强与物体的磁化强度和重量有关,如机械厂、铁路、铁塔等;二是大功率发电、变电设施及电器设备,如发电厂、高压线、变电所等;三是太阳物质活动及雷电等形成的天然电磁场。前两者是有限的局部干扰场,后者在很大空间域内是相近的随机背景场。上述干扰中又可分为各场源直接干扰与由不同地质介质引起的感应电磁场的二次干扰。对本项实验,高压线电磁场为目标场,为此要求我们选择特定的空间范围,在该空间域内 50 万 V 超高压输电线是惟一产生交变电磁场的场源,并且在宏观上,我们可以把占有一定空间的三相四线导线束视为 4 条无限长交变电磁场源。

#### 3. 实验场地选择

实验场地的选取主要考虑空间环境、地质、地球物理环境及交通条件。

(1) 空间环境要求 把超高压线产生的电磁场作为实验测试场源,按经验预测,该场源的最大影响半径  $r$  约为 5 km 左右,实验场地选取应满足在半径为 5 km 左右的空间区域内无其他电磁干扰源,对 5 km 以外的电磁干扰源的影响又未涉及本空间域内的各测点,即重要干扰源距之 10 km 以外,使 50 万 V 高压线是产生和影响本区域内电磁场的惟一场源。为此,我们根据电力设计部门提供的高压线布局图件,沿长哈 50 万 V 高压线两侧 10 km 范围内,对合隆、开安、前岗、鲍家及米砂子、朱城子等主要乡镇进行了调查(主要是变电所设施及容量,乡镇企业电器设备的功率及生产活动情况),最后选定农安县鲍家至德惠县朱城

子之间,约 12 km 的空间域为实验场地(图 1.2.1),需要跨高压线向西北延伸的剖面,选取在鲍家北,以避开鲍家镇的干扰。50 万 V 高压线在鲍家东侧约 1 km 处,NNE 向延伸,磁方位为 NE34°,高压线东侧距朱城子约 10 km。50 万 V 高压线西南侧距 NW 走向的 22 万 V 高压线约 10 km。该空间域内,50 万 V 高压线两侧半径 5 km 范围内,可视为无其他主要干扰场源的单场源空间,视为理想的实验区。鲍家虽为较大的乡镇,但除粮库外无变电所和可构成干扰的乡镇企业电器设施;实验区内一般村庄受地形地貌影响,多呈北东向线性排列,排列间距约 2 km 左右,沿走向间距为 0.5~1.0 km,村庄密度与大区域相同,布设任何直线型电磁观测剖面都无法完全避开村庄局部电网的干扰。实测结果分析中,明显存在村庄电网干扰点。

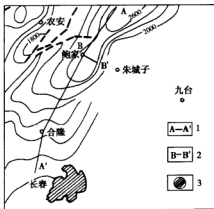


图 1.2.1 实验场地位置和白垩系地层等厚线

1—高压线;2—实验剖面;3—长春市

(2)地质及地球物理环境要求 不同的地质、地球物理环境对本区的电磁场有一定的影响,不仅构成不同的背景场,而且不同地质体和地球物理条件对交变电磁场的感应场也不同。因此,要求实验场地的地质及地球物理条件应与合隆地震台所处地质及地球物理环境相似或相近,其实验效果不但具有一般意义,而且对长春合隆国际资料交换台具有针对性。鲍家实验场地与合隆台相距 40 km 左右,所处地貌环境与大地构造单元相同,即地貌单元同属波状岗地,二者都位于松辽断陷盆地东南部斜坡带上,其弱磁性白垩系盖层厚度都在 2000 m 左右,基底性质相同(图 1.2.1)。长-哈 50 万 V 高压线的布线为本实验选择相似地质条件的场地提供了方便和可能。

(3)交通条件 交通条件虽为实验场选择中的次要条件,但它可为实验工作提供方便。实验场中心距公路约 15 km,非雨天仪器设备车、汽车可畅通无阻。

#### 4. 测点布设

为避开鲍家—朱城子乡道上汽车对测量的干扰,我们选择 BB'剖面为大地电磁测量剖面,长 5 km,该剖面为综合对比剖面,点距为 100 m,内插标志 50 m,电磁测深点距为 200 m。实验结果表明,超饱和区范围约为 500 m,故起测点记为 N005,第二点为 800 m 点,记为 N008,以后各点距为 200 m,即分别记为 N010、N012、N014、N016、N018、N020、N022。根



据场的衰减情况, N022 点以后测点放稀, 分别为 N028、N030、N038、N044、N046、N048、N050, 其中 N005 点重复一次, 共完成 18 个测点。

#### 5. 观测技术

(1) 采用阵列式观测, 主测站(点)进行电磁场五分量记录, 电极布设采用十字形布线, 极距 100 m; 在分测站上, 各分机只能记录电场  $E$  的两个分量  $E_x$  和  $E_y$ , 电极布设为 L 形, 极距同样各为 100m。共完成 5 个阵列观测, 只有五个测点有磁场记录, 故本项研究以电场为主。

(2) 电磁场接收器(传感器)方位要求由罗盘定向来实现, 方位误差小于  $2^\circ$ , 磁场测量接收器水平调节以水泡居中为准。

(3) 电极距长度由米绳测定, 误差小于 1 m。

(4) 电极接地条件良好, 接地电阻小于  $1000 \Omega$ (要求值)。

(5) 仪器各部分连接良好, 对电缆采取了防风抗干扰措施。

(6) 通讯联络通过无线对讲机实现, 协调各部分工作, 经测定测量系统的参数确定仪器的工作状态, 并实时监视主测站电磁场时间域信号。

(7) 全部观测记录块, 从记录器内存通过串口传到数据处理机的硬盘上, 以供处理与保存。除实验工作以外, 野外实测 5 个工作日, 共完成 5 个阵列观测块, 864 个数据块。

## § 1.3 超高压输电线所产生的电磁场的规律分析

### 1.3.1 原始记录及说明

17 个测点实测时间如表 1.3.1 所示, 其中 17 日与 19 日设有共同基点 N005。

表 1.3.1

时 间	测 点
1996 年 11 月 17 日	005 008 010
1996 年 11 月 19 日	005 012 014 016
1996 年 11 月 20 日	018 020 022
1996 年 11 月 22 日	026 028 030 038 044
1996 年 11 月 23 日	046 048 050

由于本次实验获取的电磁场观测数据量很大, 无法全部以图件形式表示, 下面给出一些有代表性的原始记录图 1.3.1~图 1.3.4。

### 1.3.2 成果分析与结论

#### 1. 时间域分析

所谓时间域分析, 就是直接观察和分析各道时域波形, 总结高压线电磁场的分布规律。为了便于资料对比和研究, 我们将相邻测点同一时间的同一参数调整到一张记录上进行比较, 以研究高压输电线电磁场的空间变化。由于仪器的分机, 只记录电场  $E$  的两个分量  $E_x$  与  $E_y$ , 没有磁道记录, 每天仅一个点有磁道资料, 所以资料解释中以电场  $E_x$  与  $E_y$  分量为重。对交变电磁场而言, 电磁现象是共生的, 并不影响效果。在资料归并调整中, 把一天内同一时刻各点记录的  $E_x$  分量归并为一组图, 同时附有磁道记录。图 1.3.5~图 1.3.17 是部分测点电磁测量时间域信号。

(1) 低频段 2、3 档(0.01~10 Hz)时间域电场  $E_x$  分量变化特点分析

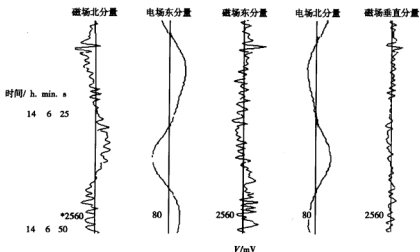


图 1.3.1 N008 号点的 2 档 5 分量原始记录  
图中的数字是对应道显示的放大倍数

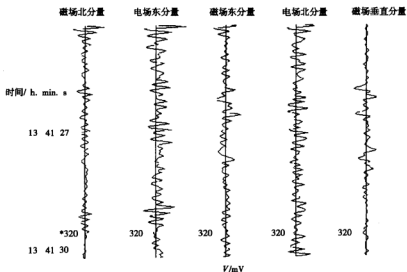


图 1.3.2 N008 号点的 3 档 5 分量原始记录  
图中的数字是对应道显示的放大倍数

图 1.3.5 是低频 2 档的时间域记录信号与相邻不同测点同一时间电场  $E_z$  分量的比较图,其共同特点是不同周期的波形、幅值一致性和同步性好,统计电压值相近。虽然各测点距离高压线分别为 500 m、800 m 和 1000 m,但即使是一些明显的长周期波形,也看不出与高压线远近有关的衰减现象,输出电压统计值也没有发现规律性的变化。如图 1.3.5 中是 17 日 15 时 32 分主站处于 N008 号点,两分站分别处于 N005、N010 号点的二档同 17 分钟观测记录波形,三点同步电场信号非常相似,不仅电压波形变化同步,形态一致,一些明显波形

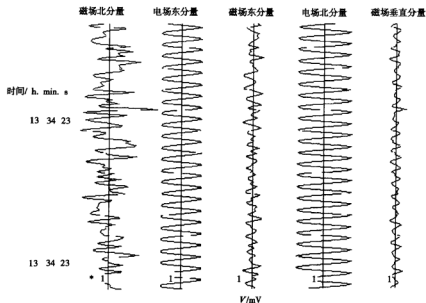


图 1.3.3 N008 号点的 4 档 5 分量原始记录

图中的数字是对应道显示的放大倍数

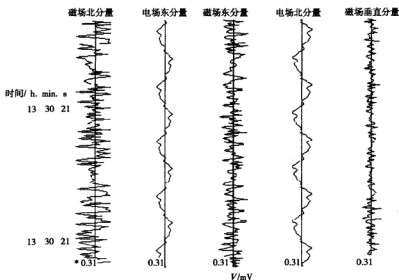


图 1.3.4 N008 号点的 5 档 5 分量原始记录

图中的数字是对应道显示的放大倍数

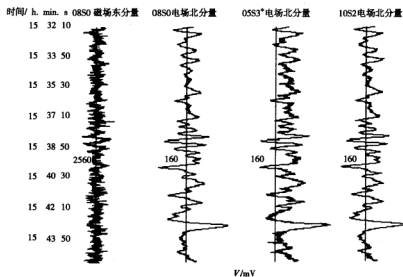


图 1.3.5 3 个测站的 2 档 E<sub>z</sub> 比较

\* 前两位数字代表距高压线××百米,最后一位数代表机器号(下同)

图中的数字是对应道显示的放大倍数

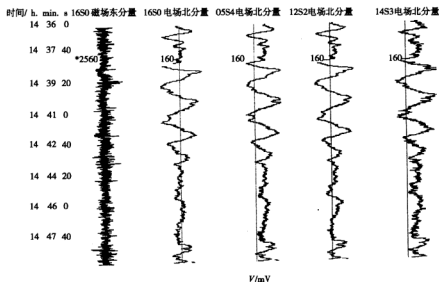


图 1.3.6 4 个测站的 2 档 E<sub>z</sub> 比较

图中的数字是对应道显示的放大倍数

的幅值也几乎相同,这一方面说明相距 300~500 m 三个测点的地下介质是一致的,也说明在二档 17 分钟观测时间内,仪器三个观测点所在空间内受同一电磁场背景值控制,不受高压输电线电磁场的影响,即在 0.01~1 Hz 频段内,高压线的影响极不明显。

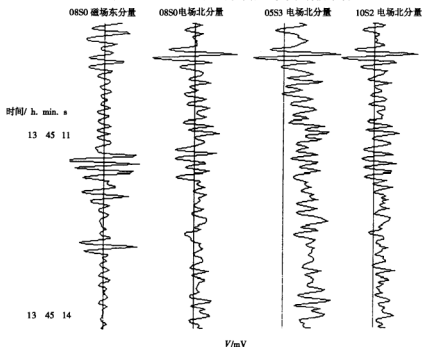


图 1.3.7 3 个测站的 3 档  $E_z$  比较  
图中的数字是对应显示的放大倍数

图 1.3.6 是 19 日 14 时 36 分低频二档 005、012、014、016 四个测点的电场  $E_z$  分量记录。不难看出,尽管测点距离高压线由 500 m 延展到 1600 m,四个测点跨度达 1000 多米,但同一时段内,各测点电场  $E_z$  分量变化仍具有与图 1.3.5 相同的特点,即  $E_z$  变化同步、形态一致、幅值相近。各点电压  $E_z$  分量有效值虽然有一定的差异,最小值为 4.975 mV (014 点) 和最大值 6.254 mV (016 点),但没有任何趋势性变化。这种统计有效值的微弱差异是测点所在局部环境条件(村庄或近村庄)不同所致,看不出有受任何主控场源的影响。

综合图 1.3.5、图 1.3.6 和各测点电场  $E_z$  有效值统计表 1.3.2 可以看出,在二档频段 (0.01~1 Hz) 内,两天三块记录中,测点距高压线由 500 m 点开始,以 200 m 点距延展到 1600 m 点,6 个测点的电场  $E_z$  分量的变化同步,形态一致,同一时刻的幅值相近,其微弱差异因地而异,无任何单向性衰减趋势。这是无主场源控制下大地电磁场的一般特征,即使存在高压线的低频信号,其量级在背景场中并不明显。

图 1.3.7、图 1.3.8 分别是低频三档 (0.1~10 Hz)、测点 005、008、010 号于 17 日 13 点 45 分和测点号 005、012、014、016,于 19 日 14 时 15 分两天二块时间域电场  $E_z$  分量的对比图,各图  $E_z$  分量电场平均有效值列于表 1.3.3 中。按上述对二档记录的分析方法,对比不同

测点同一时刻的记录和由共同基点(005点)联系的不同天的记录,同样可以归纳出下述特点,即在低频三档记录时,距高压线500~1600 m空间范围内,6个测点的电场 $E_z$ 分量动态变化同步,形态一致,同一时刻的电压幅值相近,其微小差别因地而异,没有发现与测点距高压线远近有关的单向性衰减趋势,主要是大地电磁场的反映,表明50 Hz三相交流输电高压线在0.1~10 Hz频率域内产生的电磁场很微弱。

表 1.3.2 50 万 V 高压线时间域电场  $E_z$  分量有效值与距离关系统计表

时间 1996 年 11 月	(mV)  档 号	点 号																	
		05	08	10	12	14	16	18	20	22	26	28	30	38	44	46	48	50	
17 日	2	2.80	2.00	2.00															
19 日	2	5.80			6.80	4.50	6.20												
19 日	2	4.90			4.30	4.10	4.70												
17 日	3	3.40	2.77	2.80															
17 日	3	3.30	2.80	3.10															
19 日	3	7.90			9.30	9.70	10.20												
19 日	3	2.50			2.60	3.10	2.70												
17 日	4	6044	2059	367															
17 日	4	5750	2003	359															
19 日	4	7962			428	128	385												
19 日	4	7854			487	113	353												
20 日	4							9.13		7.66									
20 日	4							15.43		7.08									
22 日	4										101	19.5	36.0	7.90	15.7				
22 日	4										101	18.6	35.0	6.50	25.8				
23 日	4																5.70	6.40	6.10
23 日	4																4.10	5.50	3.50
17 日	5	7369	2615	586															
17 日	5	2881	2937	684															
19 日	5	7837			474	189	361												
19 日	5	7853			492	198	379												
20 日	5							159		92									
20 日	5							156		90									
22 日	5										126	43.9	53.0	21.6	33.7				
22 日	5										150	44.0	50.0	40.0	36.1				
23 日	5																17.0	25.0	15.6
23 日	5																18.0	25.0	16.0

注:表中的值为极间距(100 m)的电位差,该值已被前放和滤波器放大 100 倍,单位为 mV,后文中如无特别说明,电场值与 1.3.2 表意义相同。

## (2) 中高频 4 档(1~100 Hz)时间域电场 $E_z$ 分量变化特点分析

图 1.3.9~图 1.3.13 分别是仪器工作频率为 4 档(1~100 Hz),自 11 月 17 日~23 日 5 天 5 块记录电场  $E_z$  分量时间域比较图。其中图 1.3.9 为 005、008、010 测点 17 日 13 时 37 分的测值,图 1.3.10 为 005、012、014、016 测点 19 日 14 时 05 分的测值,两天记录的图面放大倍数相同。图 1.3.11 与图 1.3.13 分别为 20 日、22 日、23 日 018~050 各点  $E_z$  分量的比较

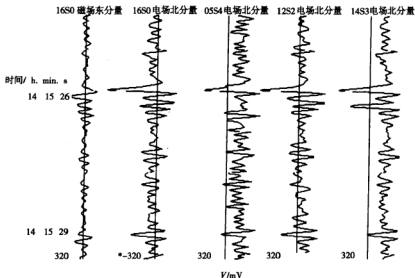


图 1.3.8 4 个测站的 3 档  $E_z$  比较

图中的数字是对应道显示的放大倍数

图。各点电场平均有效值列于表 1.3.2。

在 17 日和 19 日两天测量中,005 点是共用的比较点(基点),借此把 6 个测点的测量结果联系起来,由 005 点延展到 016 点。据图 1.3.9 和图 1.3.10 记录的  $E_z$  分量比较图和数据表 1.3.3,可以得出以下几点趋势性规律和结论。

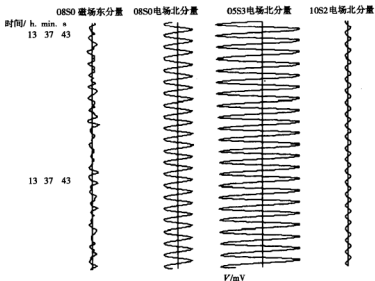


图 1.3.9 3 个测站的 4 档  $E_z$  比较

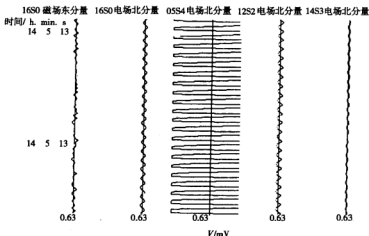


图 1.3.10 4 个测站的 4 档  $E_x$  比较  
图中的数字表示对应运的显示放大倍数

① 二块记录中虽然分别是 17 日和 19 日测量结果, 电场  $E_x$  分量在 005 号点都出现饱和现象, 有效值均在 7000 mV 左右。图 1.3.5 与图 1.3.8 是仪器频段在 2~3 档(0.01~10 Hz)的记录, (同为 17 日和 19 日记录), 且放大倍数高, 但在 005 点记录中均未出现饱和现象, 说明在 4 档 1~100 Hz 频段内的记录到高压线电网 50 Hz 电场的影响, 并十分明显。

② 比较同一测点不同天记录,  $E_x$  分量波形频率相同, 测值有一定的差异。如 005 点, 17 日 13 时记录的电场  $E_x$  分量有效值为 6000 mV 左右, 而在 19 日 14 时记录的  $E_x$  分量有效值为 7800 mV 左右(可能与电流荷载量有关), 这一相近特点, 使我们能把不同天的测量结果统一起来研究高压线电场随距离变大的衰减趋势和规律。

③ 比较同一天同一时刻不同测点的记录可以准确地分析时间域电场  $E_x$  分量随远离高压线的衰减趋势和规律, 如图 1.3.9, 是 17 日 13 时 37 分距高压线 500 m 处记录的  $E_x$  分量有效值为 6045 mV, 800 m 处为 2059 mV, 1000 m 处为 368 mV。图 1.3.10, 是 19 日 14 时 05 分距高压线为 500 m、1200 m、1400 m、1600 m 各点电场  $E_x$  分量有效值相应为 7862 mV、420 mV、128 mV、和 345 mV, 显然 19 日 005 点到 012 点、014 点的衰减量级和递减趋势与 17 日 005~010 点的衰减量级和递减趋势是相同的。我们把同一时刻不同测点的电场强度与其距离高压线场源距离增大相关的单调性衰减变化, 视为高压线场源的影响。按 005~014 点衰减趋势判断 016 点的测值, 可能受到该点附近局部电网的干扰, 使平均有效电压值略有增大, 成为衰减趋势的畸变点。

④ 图 1.3.11 和图 1.3.13 分别为 20 日、22 日、23 日在 018~050 各点  $E_x$  分量的比较图。从各图同一时刻不同测点及不同天不同测点的  $E_x$  分量特点及变化规律和表 1.3.3 中所列  $E_x$  分量的电场平均有效值的递减趋势可以看出, 各测点受主控电网电场强度的影响减弱, 尤其至 030 点之后, 各点实测值表现为波动的背景场。

(3) 高频 5 档(10~1000 Hz)时间域电场  $E_x$  分量变化特点分析



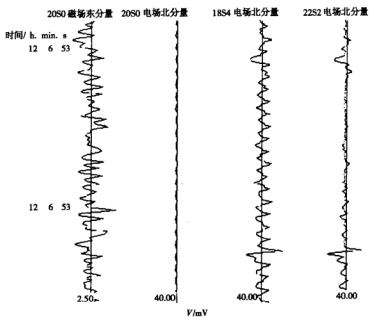


图 1.3.11 3 个测站的 4 档  $E_z$  比较  
图中的数字表示对应道的显示放大倍数

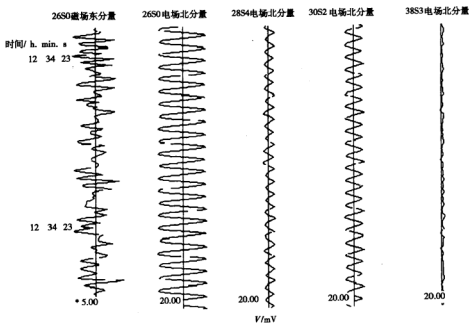


图 1.3.12 4 个测站的 4 档  $E_z$  比较  
图中的数字表示对应道的显示放大倍数

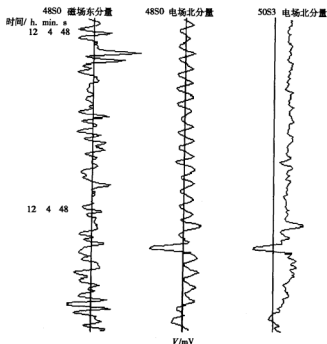


图 1.3.13 3 个测站的 4 档  $E_z$  比较

图中的数字表示对应的显示放大倍数

在表 1.3.3 中列出了仪器工作频段为 5 档 17 日到 23 日 10 块不同时间、不同测点电场  $E_z$  分量的实测平均有效值。图 1.3.14 和 1.3.17 某些块为相应的电场  $E_z$  分量比较图，其中图 1.3.14 为 17 日在 005、008、010 测点同一时刻的记录，图 1.3.15 为 19 日在 005、012、014、016 测点同一时刻的记录，两天记录的共同基点为 005 点；图 1.3.16 和 1.3.17 为后两天的实测记录。

对上述实测结果分析如下

- ① 根据表 1.3.2，计算出每天各测点  $E_z$  分量两块记录的平均值，列于表 1.3.3。

表 1.3.3

测 点	005	008	010	012	014	016	018	020	022	026	028	030
$E_z/(\text{mV})$	7625 7845	2776	638	383	194	370	157		91	138	44	51
测 点	038	044	046	048	050							
$E_z/(\text{mV})$	31	34	18	25	16							

该数据仪 4 档 (1~100 Hz) 记录表现出更明显的规律性和衰减趋势，说明仪器在 10~1000 Hz 频段工作时，对超高压电网 50 Hz 及其高次谐波 (100、150、200 Hz 等) 电场的响应好 (在后面的功率谱图中显示更清楚)，能够最大限度地记录到超高压电网的电磁场强，从而表现出明显的衰减规律。

② 通过 17 日和 19 日两天四块记录，给出了 005 点到 016 点  $E_z$  分量的比较结果，其中基点 (005) 平均值分别为 7625 mV 和 7845 mV，从而可以把两天记录统一进行比较，近似地

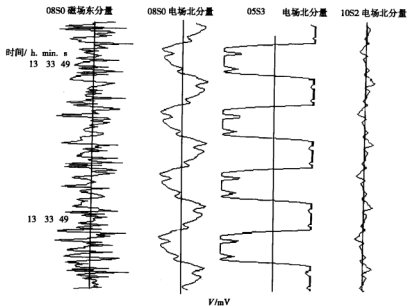


图 1.3.14 3 个测站的 5 档  $E_z$  比较

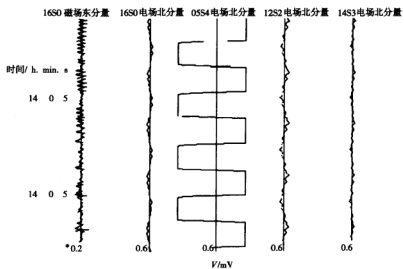


图 1.3.15 4 个测站的 5 档  $E_z$  比较

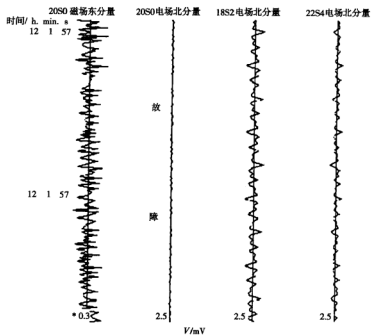


图 1-3.16 4 个测站的 5 档  $E_z$  比较  
图中的数字表示对应信号的显示放大倍数

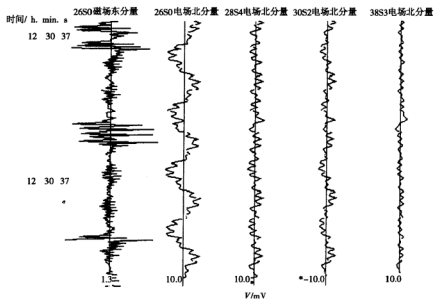


图 1-3.17 4 个测站的 5 档  $E_z$  比较  
图中的数字表示对应信号的显示放大倍数

视为同一时刻不同测点(005~016点)电场  $E_x$  分量随距离  $r$  增大表现出的递减趋势,使距高压线 500~1600 m 范围内电场衰减规律的连续性较好,可信度高。

③ 上述图件定性地表现了自 005 点到 016 点  $E_x$  分量由饱和到不饱和的衰减过程,同时清晰地记录到叠加在 50 Hz 波形上的高次谐波。

④ 005 点到 014 点  $E_x$  分量的衰减趋势明显,规律性强,但 016 点  $E_x$  分量值仍略有增大现象,再次证明该点为受局部电网影响的畸变点。

⑤ 从  $E_x$  分量原始记录比较图及表 1.3.2 列出的  $E_x$  平均有效值变化趋势中可以看出在 018~030 点  $E_x$  分量的衰减趋势仍然比较明显,其中 020 点仪器故障,026 点亦受到局部村庄电网的干扰。030 点以后衰减趋消失,  $E_x$  分量有效值表现为波动的背景场值,据 038~050 点的  $E_x$  分量可以确定背景场值约为  $25 \pm 10$  mV。

⑥ 根据表 1.3.2 所列各测点  $E_x$  分量平均值,我们绘制了衰减曲线,并进行曲线拟合,给出了点距为 100 m 的拟合曲线,其  $E_x$  分量衰减曲线及拟合结果,由方程  $y=c/x^{2.12}$  给出(图 1.3.18)。上述结果表明,高压线感应电场水平分量  $E_x$  以近似 3 次方反比规律衰减。

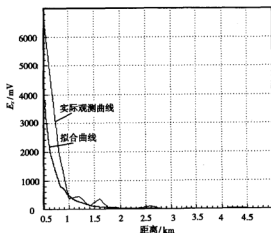


图 1.3.18 实际观测与模拟结果

综上所述,超高压输电线的电磁场频率以 50 Hz 为主,并存在高次谐波场的影响,超高压线电磁场的影响半径近 3 km。

## 2. 频域分析

把实测电场  $E$  进行傅氏变换求取各测点电场  $E$  的功率谱,分析各测点不同频率电场的能量及衰减趋势,讨论高压线电磁场的频率特性及影响范围。

设时间序列  $x(j\Delta t)$ ,  $j=0 \cdots 1, 2 \cdots N-1$

其中  $N=4096$ (每道采样点数),  $\Delta t$  是每道的采样间隔。

$$\chi(f_m) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} x(j\Delta t) e^{-2\pi i j f_m / N}$$

式中

$$f_m = m/N\Delta t \quad m=0, 1 \cdots N-1$$

功率谱公式为

$$P(f_m) = |x(f_m)|^2 / T$$

根据每块数据,计算出各点相应的功率谱部分曲线,如图 1.3.19~图 1.3.32 所示。各

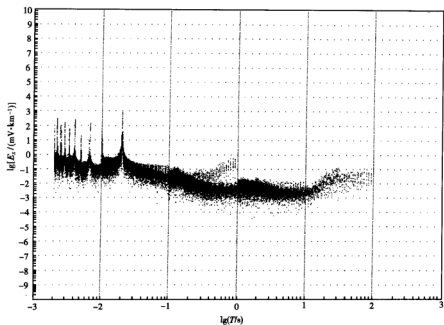


图 1.3.19 N005S3 电场功率谱

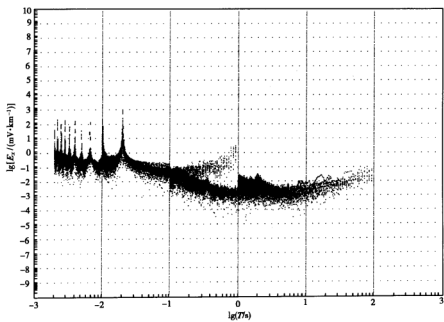


图 1.3.20 N005S4 电场功率谱

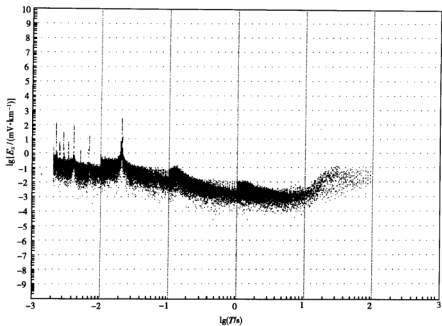


图 1.3.21 N008S0 电场功率谱

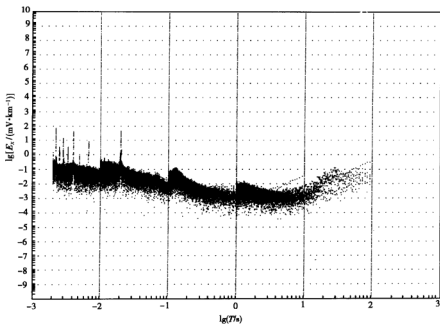


图 1.3.22 N010S2 电场功率谱

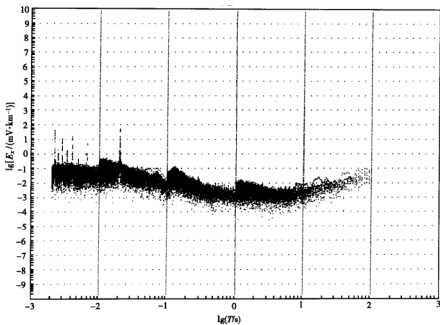


图 1.3.23 N012S2 电场功率谱

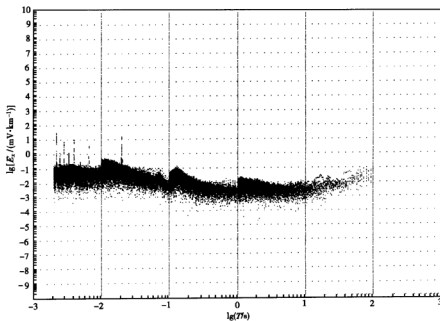


图 1.3.24 N014S3 电场功率谱



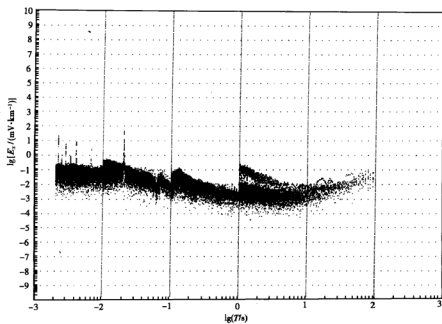


图 1.3.25 N016S0 电场功率谱

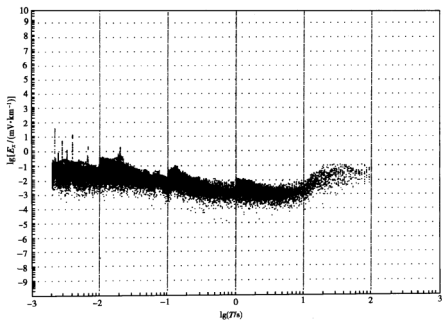


图 1.3.26 N018S2 电场功率谱

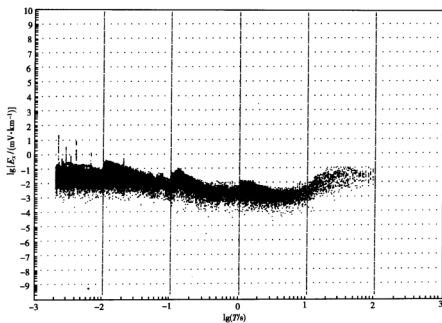


图 1.3.27 N022S4 电场功率谱

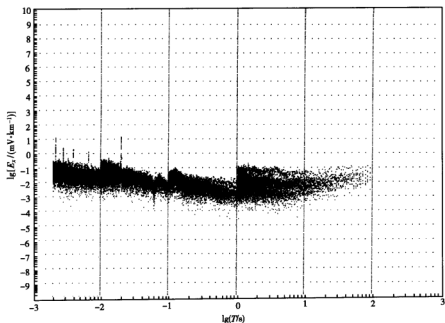


图 1.3.28 N026S0 电场功率谱

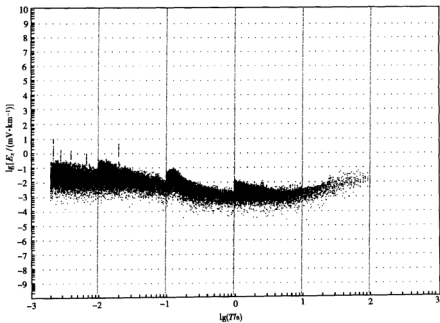


图 1.3.29 N030S2 电场功率谱

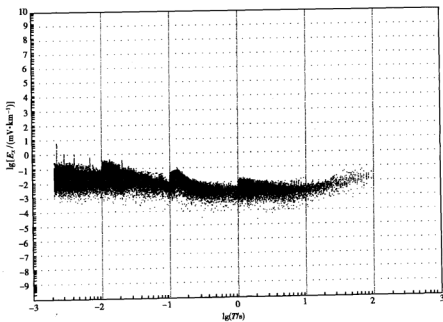


图 1.3.30 N038S3 电场功率谱

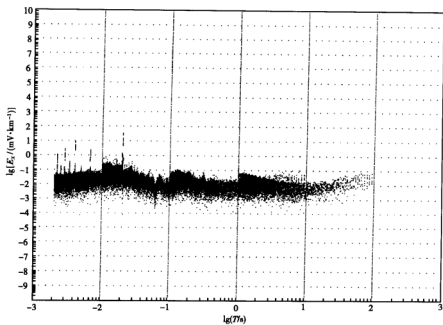


图 1.3.31 N046S0 电场功率谱

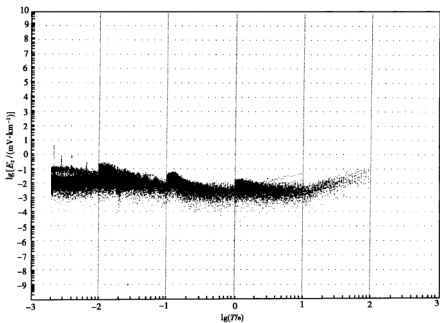


图 1.3.32 N050S3 电场功率谱

功率谱图中的符号说明如下。

图 1.3.19 中 N005S3 ( $E_x$ ) 表示距高压线 500 m 处 S3 号仪器测得电场  $E_x$  的功率谱曲线;横轴为周期的对数,纵轴为功率谱值的对数。

电场  $E$  的功率谱反映了不同频率电场的能量。从图 1.3.19~图 1.3.32 中可以看出:

(1)各测点电场  $E$  的功率谱极值点的中心频率为 50 Hz 及 100 Hz、150 Hz、200 Hz 等高次谐波场,即上述频率的影响强度最大。

(2)统计各测点的 50 Hz 电场  $E$  的谱值不难看出,50 Hz 电场功率谱图及最大极值变化表明,在半径  $r=1$  km 范围内衰减梯度较大,其后衰减变缓,明显影响半径不大于 2.6 km,距高压线 2.6 km 以后影响基本消失。

(3)由  $E$  的功率谱图可以直观的看出,存在高次谐波能量随  $r$  增大而衰减直至消失。高压线电磁场高次谐波的场强在 2.2 km 处的影响仍然存在。

综上所述,在频域内,对电场  $E$  的能量分析结果与时域分析中电场直接效应的空间范围是相近的。高压线频域分析结果表明,超高压线电场的影响半径在 2.6 km 以后基本上消失。

### 3. 极化方向研究

天然电磁场是随机变化的,以低频弱场、幅值变化不定、场强方向杂乱无序为特征。超高压输电线在一定空间范围内,(当测点距高压线垂直距离  $r$  与三相高压线间距  $L$  满足  $r \gg L$  时),可视为 4 根无限长导线交变电磁场源,它产生的电磁场为单场源矢量场,有固定的极化方向(产生的电场  $E$  平行于高压线延伸方向)。所以我们绘制了部分测点的电场极化方向图(矢量方向),对鉴别场源性质及其控制影响半径是有益的。

图 1.3.33 是根据距高压线 800 m 测点记录的  $E_x$ 、 $E_y$  分量统计值绘制的极化方向图。从图形可以看出极化方向稳定,极化方向为磁方位 NE37.16°( $E_x$ 、 $E_y$  定为磁北和磁东)。同理,图 1.3.34 则是根据距高压线 1600 m 测点记录的电场  $E_x$ 、 $E_y$  分量绘制的极化方向图,其极化方向为 NE33.53°。2600 m 以内测点的平均磁方位为 NE35.6°,实验场地超高压线走

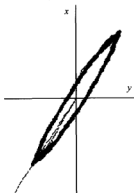


图 1.3.33 N008S0 点的 4 档电场(1~100 Hz)极化图

显示放大倍数为 0.0000625,极化的长轴方向 NE37°

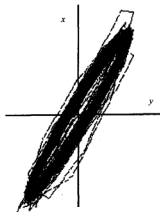


图 1.3.34 N016S0 点的电场(1~100 Hz)极化图

显示放大倍数为 0.0005,极化的长轴方向 NE33.5°

向为磁方位  $NE34.0^\circ$ ，即距高压线 2600 m 以近几个测点电场矢量(极化)方向与超高压线走线方向一致，表明高压线场强可控制到 026 点。图 1.3.35 是距高压线 4800 m 的测点，其极化方向杂乱，表明该点已超出高压场强的影响区。上述结果验证了时域及频域分析给出的超高压线电磁场的影响  $r = 2.6 \sim 3.0$  km。

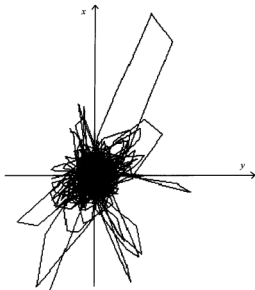


图 1.3.35 N048S0 点的电场(1~100 Hz)极化图  
显示放大倍数为 0.004，无明显的极化的长轴方向

## § 1.4 50 万 V 高压输电线电磁场理论规律研究

### 1.4.1 无限长线电流的电磁场理论分析

在大地电磁测深理论中，当引用电磁场理论时一般作如下一些假设：

- (1) 初始及二次大地电磁场为平面波场，即跨越平行界面时不改变其特性；
- (2) 地下介质是水平分层的；
- (3) 电场和磁场均为线性极化的；
- (4) 电磁场分量的振幅是时间的谐函数。

地面上空(高度为  $d$ )一根无限长的线电流模型如图 1.4.1 所示。

麦克斯韦电磁场理论中电磁场的旋度和散度满足下列方程组

$$\text{rot } E = -i \omega \mu H$$

$$\text{rot } H = \sigma E$$

$$\text{div } E = 0$$

$$\text{div } H = 0$$

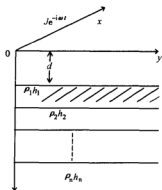


图 1.4.1 地面上空的线电流模型

引入磁矢量位  $A$ , 即  $H = \text{rot} A$ , 并代入上方方程组的第一式中

$$E = i \omega \mu A + \text{grad } \phi$$

可得

$$\text{rot}(\text{rot } A) = -i \omega \mu \sigma A + \sigma \text{grad } \phi$$

或

$$\text{grad}(\text{div} A) - \nabla^2 A = -i \omega \mu \sigma A + \sigma \text{grad } \phi$$

令

$$\text{div } A = \sigma \phi$$

得到该矢量位的赫姆霍兹方程

$$\nabla^2 A = k^2 A \quad \text{其中 } k^2 = -i \omega \mu \sigma$$

前面假设中规定线电流平行于地表, 且感应电流将沿  $x$  方向流动, 所以矢量位仅有一个分量  $A_x$ 。由于是二维模型, 所以对  $x$  的导数为零, 因此, 在每一层中满足下列方程

$$E_x = -i \omega \mu A_x$$

$$H_x = 0$$

$$H_y = \frac{\partial A_x}{\partial z}$$

$$H_z = \frac{\partial A_x}{\partial z}$$

上述微分方程, 在对称性及边界条件的情况下, 利用分离变量法并当电磁场波长与观测距离满足  $2\pi r/\lambda > 1$  时的地表电磁场分量的表达式 (A. A. 考夫曼, 1981) 为

$$E_x = i \omega \mu I / \pi \{ y d (y^2 + d^2) (1/k y) - [y^2 (d^2 - y^2) / (d^2 + y^2)^2] (1/k^2 y^2) + \dots \}$$

$$H_y = (I/\pi y) [y d / (y^2 + d^2) - (y^2 (d^2 - y^2) / (y^2 + d^2)^2) - (2y/k^2) (3d^2 - y^2) / (d^2 + y^2)^3]$$

$$H_z = (I/\pi y) [(2/k) (d y / (d^2 + y^2)^2) - (2y/k^2) (3d^2 - y^2) / (d^2 + y^2)^3] \quad (1.4.1)$$

上式中各参数意义如下

$I$  ——  $I_0 e^{-i\omega t}$

$I_0$  —— 电流强度 (有效值);

$d$  —— 高压线 (线电流) 到地面距离;

$\omega$  —— 圆频率 ( $\omega = 2\pi f$ );

$\mu$  —— 磁导率 ( $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{H/m}$ );

$k$ ——波数( $k = (-i\sigma\omega\mu)^{1/2}$ );

$\lambda$ ——波长( $\lambda = 2\pi/k$ );

$\sigma$ ——电导率( $\sigma = 1/\rho$ );

$E_x$ ——电场水平分量;

$H_y$ ——磁场水平分量;

$H_z$ ——磁场垂直分量;

$y$ ——观测点至线电流的水平距离;

$f$ ——频率。

当 $\sqrt{y^2 + d^2} \geq \lambda/3$ , 且  $d = 0$  时, 式(1.4.1)式变成远区场的表达式, 并可简化为

$$\begin{aligned} E_x &\approx -(-i\omega\mu I/\pi k^2 y^2) \\ H_y &\approx I/(\pi k^2 y^2) \\ H_z &\approx 2I/(\pi k^2 y^3) \end{aligned} \quad (1.4.2)$$

由(1.4.2)式可看出, 单根无限长线电流的电磁场水平分量均以相同的方式  $1/y^2$  随距离变化,  $H_z$  较水平分量随距离衰减更快。

这里值得一提的是当  $d \neq 0$  时, 当  $|kd| > 1$  时有

$$H_y \approx Id/\pi(y^2 + d^2)$$

根据毕奥沙伐尔定律, 线电流在自由空间产生的初始磁场水平分量为

$$H_y^{(0)} \approx Id/2\pi(y^2 + d^2)$$

因此有

$$H_y \approx 2H_y^{(0)}$$

即磁场的水平分量与地电结构无关, 不带有地球信息, 只有电场水平分量带有地球信息, 这为我们在海洋中进行的电磁分离的大地电磁测深提供了有利的证据。因外源场可看成是由高空的电流体系所形成。

50 万 V 高压输电线可简化成 4 根无限长的电流线, 其中 3 根为火线, 1 根为地线, 在三相电负载平衡的情况下, 地线的电流为零, 可用 3 根无限长导线来模拟实际高压线, 其相互间距为  $L$ , 平行地面水平排列, 并且同我们的观测距离相比, 实际高压线的高度 20m 可忽略不计。简化的模型如图 1.4.2 所示

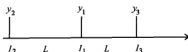


图 1.4.2 实际高压线的简化模型

对三相输电线网络, 其瞬时三相电流矢量和为零

$$I_1 + I_2 + I_3 = 0 \quad \text{即} \quad I_1 = -(I_2 + I_3)$$

其中

$$\begin{aligned} I_1 &= I_0 e^{-i(\omega t)} \quad I_2 = I_0 e^{-i(\omega t + \theta_2)} \quad I_3 = I_0 e^{-i(\omega t + \theta_3)} \\ E_x &= (-i\omega\mu/\pi k^2) [I_1/y_1^2 + I_2/y_2^2 + I_3/y_3^2] \\ &= (-i\omega\mu/\pi k^2) [I_2/y_2^2 - I_2/y_1^2 + I_3/y_3^2 - I_3/y_1^2] \\ &= (-i\omega\mu/\pi k^2) [I_2(y_1^2 - y_2^2)/(y_2^2 y_1^2) + I_3(y_1^2 - y_3^2)/(y_3^2 y_1^2)] \end{aligned}$$



$$y_2^2 = (y_1 - L)^2 = y_1^2 - 2Ly_1 + L^2$$

$$y_3^2 = (y_1 + L)^2 = y_1^2 + 2Ly_1 + L^2$$

$$E_x = (-i\omega\mu/\pi k^2)[I_2(2Ly_1 - L^2)/(y_1^2 y_2^2) + I_3(-2Ly_1 + L^2)/(y_1^2 y_3^2)]$$

$$E_y = -2iL\omega\mu(I_2 - I_3)/(\pi k^2 y^3)$$

(因  $L \rightarrow 0$  时, 有  $y_1 = y_2 = y_3 = y$ )

对于磁场亦有类似推导结果

$$H_y = 4L(I_2 - I_3)/(\pi k^2 y^4)$$

$$H_y = 6.28 \times 10^4 / y^3 (\text{nT})$$

如取  $\sigma = 0.1 \text{ S/m}$ , 即  $\rho = 10\Omega \cdot \text{m}$ ,  $f = 50 \text{ Hz}$ ,  $I = 500 \text{ A}$ ,  $L = 11.8 \text{ m}$ , 当不考虑相位时, 在国际单位制中,  $E_x$  和  $H_y$  分别变成

$$E_x = 3 \times 10^4 / y^3 \text{ V/m}$$

$$H_y = 2L(I_2 - I_3)/(\pi k y^3)$$

上述推导结果证明, 高压线电场及磁场水平分量场强  $E_x$ ,  $H_y$  与距离的三次方成反比, 即随观测点至导线距离的三次方衰减, 与实测电场  $E_x$  分量衰减曲线拟合结果一致。

#### 1.4.2 超高压线荷载变化及其影响分析

高压线荷载变化对 50 Hz 交变电场会形成调制信号, 并在一定空间内可能产生低频干扰。

##### 1. 调幅波原理概要

为研究调制波对电压的调制作用及其影响, 我们先对调幅原理给以概要的理论说明。所谓调幅就是使被调制信号(载波 50 Hz)的振幅随调制信号(荷载变化引起的低频信号)而变化。图 1.4.3 (a), 设被调制信号初始相角为零, 表达式为

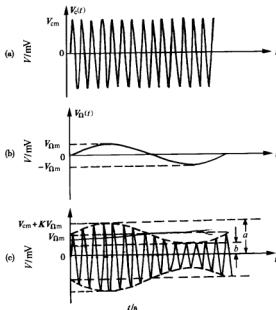


图 1.4.3 调幅波形

(a) 载波; (b) 调制信号; (c) 已调幅信号

$$V_c = V_{cm} \sin \omega_c t$$

调制信号的表达式为

$$V_a = V_{am} \sin \Omega t \quad \text{一般} \quad \omega_c > \Omega$$

如实现调幅, 则已调幅电压  $V$  的幅度将和  $V_a$  的幅度相同地随时间而变化, 则调幅波表达式为

$$V = V \sin \omega_c t = (V_{cm} + k V_{am} \sin \Omega t) \cdot \sin \omega_c t \quad k \text{ 为常数}$$

该式说明已调波的振幅  $V$  随时间作正弦变化, 如图 1.4.3(c) 所示, 图中上下两个正弦曲线称为调制包络线, 其变化范围在最大振幅  $a = V_{cm} + k V_{am}$  与最小振幅  $b = V_{cm} - k V_{am}$  之间。

$$m_a = (a - b) / (a + b)$$

则

$$V = V_{cm} (1 + m_a \sin \Omega t \sin \omega_c t)$$

为了分析已调幅波的特性, 将上式用三角公式展开

$$V = V_{cm} \sin \omega_c t + \frac{m_a}{2} V_{cm} \cos(\omega_c + \Omega)t - \frac{m_a}{2} V_{cm} \cos(\omega_c - \Omega)t$$

上式说明, 载波经单一频率  $\Omega$  的信号进行调幅后得到高频波, 其频谱中含有三个频率, 即载波频率  $\omega_c$ , 上边频  $\omega_c + \Omega$ , 下边频  $\omega_c - \Omega$ 。调幅波的频谱如图 1.4.4(a) 所示。当调制信号是非正弦波时, 可近似地用许多不同频率的正弦波表示。假设调制信号的频率范围是  $\Omega_1$  和  $\Omega_2$ , 载波的频率为  $\omega_c$ , 则已调幅波的频谱如图 1.4.4(b) 所示。在我们的研究问题中, 50 Hz 信号是载波信号, 由于负载变化造成的电流变化可看成调制信号。

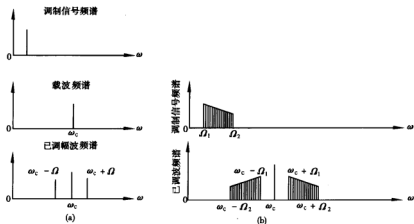


图 1.4.4 幅度调制与调幅波的频谱

(a) 调制信号为单频时的调幅波频率; (b) 调制信号有一定频率范围的调幅波频率

## 2. 低频调幅波的存在与识别

据电力部门提供, 一般情况下, 长-哈超高压线荷载电流变化在 40~650 A 之间, 该变化形成低频信号调制 50 Hz 载波及其高次谐波。但该调幅波信息是很难识别和提取的, 因为调幅波幅频特性取决于荷载变化量和变化速率, 尤其是后者对调幅波的周期影响很大, 缓慢变化的影响更难以识别。为此我们于 11 月 17 日将仪器工作频段置于 4 档时, 连续系统地观察

了 005、008、010 测点的记录。为便于识别调幅波,我们将 50 Hz 信号波形压缩显示,给出了图 1.4.5~图 1.4.8。由图可以看出,图 1.4.5 中出现了单边不饱和,在图 1.4.6~图 1.4.8 中出现了明显的双边不饱和现象,说明 50 Hz 的  $E_z$  分量电压已被低频波调制,已调波的振幅随时间变化有时单边,有时双边出现正弦曲线,称为调制包络线。该图形与前述调幅波理论图形一致,表明低频调幅波的存在。但判断和确认该调幅波是由 50 万 V 高压线(场源)引起的根据是,低频调幅波的最大振幅  $a$  和最小振幅  $b$  是随距高压线距离增大而衰减的。从图 1.4.5、1.4.8 中可以看出,同一时刻电场  $E_z$  分量的调幅波振幅在 500 m 点、800 m、1000 m 点的变化幅度越来越小,衰减趋势和变化规律明显、清晰,即高压线产生的电磁场中存在因荷载变化引起的长周期调幅电压的影响。

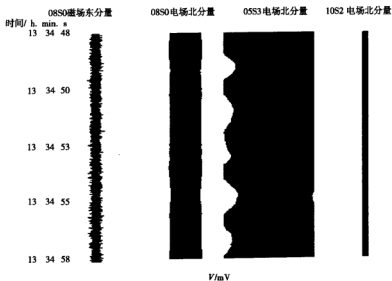


图 1.4.5 3 个测站的 4 档  $E_z$  比较

### 1.4.3 低频调幅波的周期

图 1.4.5 记录块在 10 秒钟内,在 005 测点饱和电压单边波形上,出现了约 5 个低频峰值信号,说明存在周期为 2 s 左右的低频调制信号。但当记录演化并推移到图 1.4.6 时,出现双边不饱和和包络图形,仍有周期为 2 s 左右的调制波存在。另一方面从图 1.4.7 和图 1.4.8,在记录放大倍数不变的情况下,被调制波的电压由饱和到单边不饱和与双边不饱和,说明还有更长周期的调制波存在,但在短时间记录上无法表现超长周期调制波的存在。由于供电电流(荷载)的变化率是随时变化的、不稳定的,故低频调制波的周期是复杂的。只有在负载快速变化时,才能出现低频影响。此次试验期间,没有发现这种快速变化。

从图 1.4.5、图 1.4.6 在 005、008、010 点的记录图中,都可以看到幅度不同的包络线波形(单边或双边),并且包络波形的变化幅度在 500 m 点最大,800 m 点次之,1000 m 点最小,这一方面说明该低频调制信号是随距高压线距离增大而衰减的,证明该信号是高压线产生的,另一方面说明该低频调幅波的影响半径至少是 1 km。

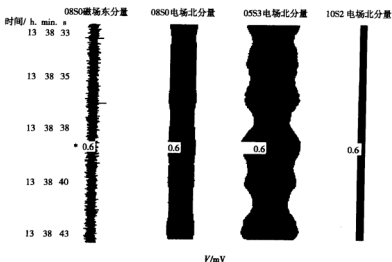


图 1.4.6 3个测站的双边不饱和和4档  $E_z$  比较

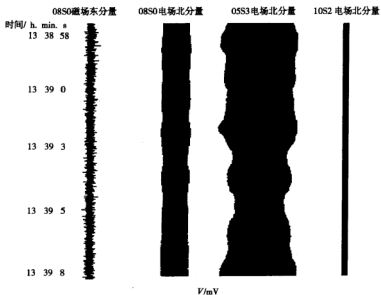


图 1.4.7 3个测站的双边不饱和和4档  $E_z$  比较

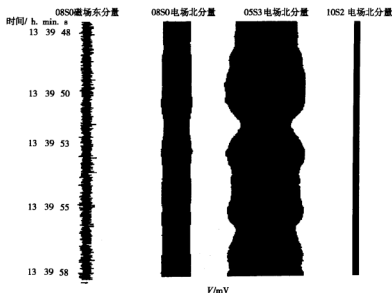


图 1.4.8 双边饱和和 4 档  $E_z$  比较图

## § 1.5 小 结

阵列同步大地电磁测深仪的研制不仅提高了野外的工作效率,而且为研究各种噪声提供了有效的手段,特别是研究随位置变化的各种电磁效应。海洋环境下,在海陆信号对比、海水的高频衰减、“海岸效应”和海洋环境产生的电磁噪声等研究中,阵列同步大地电磁测深仪可发挥不可替代的作用。通过对 50 万 V 高压输电线所产生的电磁场的观测与理论分析,我们获得如下认识和结论。

(1) 50 万 V 超高压线对电磁场的影响主要为 50 Hz 及其高次谐波,高次谐波的出现主要是由于实际的电压信号为非标准谐波信号。

(2) 50 万 V 高压线所产生的电场沿着高压线的方向,极化方向可作为其影响范围的标志。

(3) 实际观测中并没有发现明显的 50 万 V 高压线产生的低频干扰。

(4) 实际观测数据的拟合表明,水平电场随距高压线的三次方规律衰减。

(5) 50 万 V 高压线所产生的电磁场的影响范围为 2.6 km 左右,即超过该范围,其一般已与天然成因的电磁场信号水平相当。

(6) 实际高压线的电磁场不同于单条线电流的电磁场表达式,对水平电磁场,线电流为二次方衰减,而实际高压线为三次方衰减。

(7) 高压线荷载动态变化引起的低频调制电压与干扰场是存在的。其影响的频率为 50 Hz 左右,影响的幅度取决于负载变化的大小所引起的调制深度。对实际资料的分析表明,影响的半径不小于 1 km。

(8) 在研究各种噪音时,除考虑噪音频谱外,噪音的极化方向是识别噪音性质的重要特征。

## 第二章 海洋的电磁效应

海洋大地电磁测深同陆地大地电磁测深的原理是相同的,但由于海洋环境较陆地环境的特殊性,使海洋大地电磁测深较陆上大地电磁测深更为复杂。海洋环境的特殊性表现在如下几个方面:①海底上覆盖着一层高导液体——海水,海水的电导率为  $3\sim 5\text{ S/m}$ ,同下伏的地壳有较大的差别,海水最深处达  $11\text{ km}$ ;②海水是流动的导电介质,且其流动规律非常复杂;③海底与陆地地壳的地质结构不同;④海水具有动能;⑤海底的压力高;⑥无特殊设备,人们不能接近海底;⑦海面气候条件较恶劣。其中环境特殊性:①导致了海底高频信号的衰减(趋肤效应),对仪器的分辨率提出更高的要求,降低了解决浅部地质问题的分辨率,过去人们一度认为海洋电磁法不能用于海底地质勘探即源于此;环境特殊性②导致运动海水同地球磁场的作用产生海洋内部成因的干扰电磁场;环境特殊性③与①共同决定了大地电磁测深响应函数的各向异性(海岸效应),使资料的解释更加复杂;环境特殊性①④⑤⑥对仪器的密封、承压、定位、调平、供电、海上仪器投放和回收作业等都提出了严格的要求。趋肤效应是海洋电法的固有问题,对此人们无能为力。而运动海水产生的电磁场噪声在某些频段同外源产生的电磁场相当,它们对海洋大地电磁测深的影响较趋肤效应严重得多,必须对其予以高度重视。“海岸效应”应是解释时选择模型要考虑的问题。

### § 2.1 高导海水对电磁场的吸收

大陆环境直接同近于绝缘的空气接触,电磁场的衰减并不严重,而对海洋环境而言,海底被一层高导的海水所覆盖,海水的电导率从近海面的  $5\text{ S/m}$  到温度突变层的  $3.2\text{ S/m}$ 。在深海处,温度突变层的深度为几百米。海水的电导率几乎由温度和盐度所控制,而压力效应几乎可以忽略(Home 和 Frysingher, 1963),经过合理的近似有

$$\sigma(T) = 3 + T/10 \quad (2.1.1)$$

这里  $\sigma$  是电导率,单位为  $\text{S/m}$ ;  $T$  为温度,单位为  $^{\circ}\text{C}$ 。这个电导率较海底其他物质的电导率大得多。当海底的沉积物中包含水时,其电导率为  $0.1\sim 1\text{ S/m}$ 。在陆架区,该值随着固结成岩作用的加强空隙度降低而变小。陆架深部的电导率已同陆壳的电导率相同。比较而言,深海环境的沉积物很少超过几百米,下伏着基性岩壳和橄榄岩地幔,它们的电导率由地表的  $0.1\text{ S/m}$  到地下  $10\text{ km}$  的  $0.0001\text{ S/m}$ 。

高导海水对电离层和磁层产生的电磁场作用很像一个低通滤波器。大于  $1\text{ Hz}$  的海底电磁场很弱。各种人造或文化成因的电磁场在海底很弱不必考虑。然而,近城市的大陆架区确是重要的噪声源,这种噪声可以通过海底的低导层传播到近海。海水的滤波效应可以通过一个较简单的模型刻画。考虑一个厚度为  $H$ 、电导率为  $\sigma_0$  的一层海水,覆盖在  $1-D$  的地球模型之上。其上为绝缘空气层,固有频率为  $\omega$  在海面上很远的垂直磁偶极源产生入射电磁波。在海面上,该电磁波可看成平面波。Chave Filloux(1984)给出了海底对海面的水平电场和磁

场的表达式

$$E_H/E_m = (1 + R_L^{PM})e^{-\gamma_0 H}/(1 + R_L^{PM}e^{-2\gamma_0 H}) \quad (2.1.2)$$

$$B_H/B_m = (1 - R_L^{PM})e^{-\gamma_0 H}/(1 - R_L^{PM}e^{-2\gamma_0 H}) \quad (2.1.3)$$

这里  $R_L^{PM}$  是 PM 模式的海底反射系数,  $\gamma_0 = (i\omega\mu_0\sigma_0)^{1/2}$  是感应参数或复数趋肤深度的倒数。由于海水同地壳岩石有较大的电导率差异并假定源场波数为零, 则反射系数接近于 1。当海水很深, (2.1.2) 和 (2.1.3) 式变成简单的指数函数。图 2.1.1(a) 和图 2.1.1(b) 显示的是由 (2.1.2) 和 (2.1.3) 式的估计, 模型中海水深度为 5000 m, 500 m, 100 m, 深度范围对应深海到大陆架。下伏半空间的电导率为 0.005 S/m 和 0.05 S/m。水平电场的比率对其下的电导率变化不敏感并且海水厚度的衰减只有当  $\gamma_0 H \gg 1$  时, 才明显衰减。比较而言, 水平磁场的比率对地壳的电导性很敏感, 甚至在较长周期就开始衰减。垂直磁场表现很像水平电场, 在较短周期的开始衰减。本质上, 电离层和磁层的电场功率谱不是静止的, 在一定的频率范围内每天都有几个量级的变化, 并显示着强烈的地域相关性。特别是在高纬度区和一些地质异常区。由于这种原因, 并不存在典型的海底电磁场频谱。对磁场而言, 在深海环境中, 周期小于 100 s 的磁场的衰减是非常大的, 超过  $10^6$ , 更短周期的电磁场几乎不能到达海底; 在浅海中, 磁场的严重衰减发生在 1 s 钟左右。对电场而言, 深海中 10 s 左右的电场信号衰减  $10^2$ , 在浅海中, 周期大于 1 s 的电信号在浅海中几乎不衰减。经计算可知, 100 Hz 信号的趋肤深度约为 25 m, 因此在浅海环境中(水深 10 m 左右)电磁场的衰减并不严重, 这可从下一节的海陆对比的时域波形图和振幅图看出。

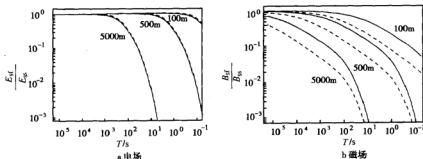


图 2.1.1 海底水平场和磁场对海面水平场的比率

(Chave et al., 1984)

此图虚线表示: 下伏半空间的电导率为 0.005 S/m, 实线表示下伏半空间的电导率为 0.05 S/m

理论已证明, 水平层状介质的某一界面下的阻抗与上覆层无关, 因此若磁电测量在同一深度同一水平界面之上, 直接利用 (3.1.6) 计算海底阻抗即可。但对于磁电分离来讲, 电场在海底测量, 而磁场在陆上测量, 将这样测得的电磁场放到一起进行分析, 显然要对电磁场进行校正, 我们的作法是将水下测得的电信号恢复到海水表面测量结果。利用的公式是 (2.1.2)。

当不考虑二次场进行粗略校正时

$$E_m = E_H e^{\gamma_0 H}, \quad (2.1.4)$$

该式为我们进行电场衰减校正的公式。

## § 2.2 运动海水产生的电磁场

各种力的作用使海水处于永恒的运动之中。这些力包括：万有引力和地球自转产生的旋转效应，它们作用于整个海洋；热力作用，比如辐射传输、加热和冷却等，它们主要发生在海面；海面风应力和大气压力；海底的局部热流、火山喷发、地壳的运动等地应力。在这些强迫力的作用下海水发生了运动，并出现多种多样的波动。波动的形式有小幅度重力波、有限振幅波动、海洋内波、风浪和涌浪、浅海和近海的海浪、旋转流体中的长波（如开尔文波、庞加莱波、旋转潮波、罗斯贝波及陆架波等）、潮汐和海流等。波动的时空尺度变化范围很大，周期从数年到数秒，波长从数千公里到厘米级。而运动的海水同地磁场相互作用产生的洛伦兹力形成了海洋内部成因的干扰电磁场。在海底，这种干扰场同外源产生的场相比在大多数频段大小差不多(Chave et al., 1983)。由于海水的动力学十分复杂，海水流动产生的电磁场也比较复杂。目前只有正压的长波和斜压的内波产生的电磁场的规律研究得较清楚(电磁场周期大于1h)。在研究海洋成因的电磁场是，从反映物理实质的角度来讲，一维模型被人们广泛采用。一维介质结构产生的电磁场对垂直轴可以分为独立的TM和PM模式。TM模式同包含垂直轴的电流环有关，不产生垂直磁场分量，而PM模式同水平方向的电流有关，不产生垂直电场分量。两种模式对地电结构的灵敏程度不同。TM模式受高阻层的影响较大，不能充分穿透高阻层。而PM模式由于感应对这种结构并不敏感。

### 2.2.1 流动海水产生电磁场的理论

海水流动所产生的电磁场可以表示成麦克斯韦方程

$$\nabla \cdot B = 0, \quad (2.2.1)$$

$$\nabla \times E + \frac{\partial B}{\partial t} = 0, \quad (2.2.2)$$

$$\nabla \times B - \mu \sigma E = \mu_0 J^0, \quad (2.2.3)$$

这里  $J^0$  表示源电流。是由流动海水与磁场的相互作用产生的，实际上就是罗伦兹力产生的。因地磁场远大于感应磁场。其可以表示成  $J^0 = \sigma_0(v \times F)$ ，这里  $\sigma_0$  是海水的电导率， $v$  是海水流速， $F$  是静止地磁场。利用亥姆霍兹分解和(2.2.1)式，有

$$B = \nabla \times \Pi \hat{z} + \nabla \times \nabla \times (\psi \hat{z}), \quad (2.2.4)$$

这里  $\Pi$  和  $\psi$  分别代表TM模式和PM模式的标量函数， $\hat{z}$  代表  $z$  方向的单位向量。当海底电导率仅随深度变化时，TM和PM模式的电磁场是相互独立的，其由下列微分方程决定

$$\nabla_{\perp}^2 \Pi + \sigma \partial_z (\partial_z \Pi / \sigma) - \mu \sigma \partial_z \Pi = -\mu J_z^0 + \mu \sigma \partial_z (T / \sigma), \quad (2.2.5)$$

$$\nabla_{\perp}^2 \psi - \mu \sigma \partial_z \psi = -\mu Y, \quad (2.2.6)$$

$$\text{这里} \quad J^0 = J_z^0 \hat{z} + \nabla_{\perp} T + \nabla \times (Y \hat{z}), \quad (2.2.7)$$

于是电场可表示成

$$E = -\nabla \times (\partial_z \psi \hat{z}) + \nabla (\partial_z \Pi / \mu \sigma - T / \sigma) - \partial_z \Pi \hat{z} \quad (2.2.8)$$

关于  $\Pi$  和  $\psi$  的边界条件可由(2.2.4)和(2.2.8)式获得。标量函数  $T$  和  $Y$  是如下泊松方程的解

$$\nabla_{\perp}^2 T = \nabla_{\perp} \cdot J^0 \quad (2.2.9)$$

$$\nabla_{\perp}^2 Y = -(\nabla \times J^0) \cdot \hat{z} \quad (2.2.10)$$



将源的分解进一步具体化有

$$J_z^0 = \sigma_0(v_h \times F_h) \cdot \hat{z} \quad (2.2.11)$$

$$\nabla_h^2 T = \sigma_0(\nabla_h \times \nabla_h) \cdot F_z + \sigma_0(\nabla_h \times v_z) \cdot F_h \quad (2.2.12)$$

$$\nabla_h^2 Y = \sigma_0(v_h \cdot \nabla_h + \nabla_h \cdot v_h)F_z - \sigma_0(F_h \cdot \nabla_h)v_z \quad (2.2.13)$$

对(2.2.5)、(2.2.6)和(2.2.9)、(2.2.10)可以方便地在傅氏域求解,记

$$\tilde{f}(\eta, \xi) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) e^{i(\eta x + \xi y)} dx dy \quad (2.2.14)$$

$$f(x, y) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{f}(\eta, \xi) e^{-i(\eta x + \xi y)} d\eta d\xi \quad (2.2.15)$$

设海水的深度为  $H$ , 电导率为  $\sigma_0$ , 坐标原点定在海底, 有

$$\hat{\Pi} = \mu_0 \int_0^H g_H(z, z') \hat{J}_z^0 dz' + \mu_0 \int_0^H \partial_z g_H(z, z') \hat{T}(z') dz' \quad (2.2.16)$$

$$\hat{\psi} = \mu_0 \int_0^H g_\phi(z, z') \hat{Y}(z') dz' \quad (2.2.17)$$

这里格林函数

$$g_H(z, z') = -[e^{-\beta|z-z'|} + R_L^{\text{TM}} e^{-\beta(z+z')} - e^{-2\beta H} e^{\beta(z+z')} - R_L^{\text{TM}} e^{\beta|z-z'|}]/[2\beta(1 + R_L^{\text{TM}} e^{-2\beta H})] \quad (2.2.18)$$

$$g_\phi(z, z') = -[e^{-\beta|z-z'|} + R_A^{\text{PM}} e^{-\beta(z+z')} + R_A^{\text{PM}} e^{-2\beta H} e^{\beta(z+z')} + R_A^{\text{PM}} R_L^{\text{PM}} e^{-2\beta H} e^{\beta|z-z'|}]/[2\beta(1 - R_A^{\text{PM}} R_L^{\text{PM}} e^{-2\beta H})] \quad (2.2.19)$$

式中的反射系数

$$R_L^{\text{TM}} = (\beta K / \sigma_0 - 1) / (\beta K / \sigma_0 + 1) \quad (2.2.20)$$

$$R_A^{\text{PM}} = (\beta - k) / (\beta + k) \quad (2.2.21)$$

$$R_A^{\text{TM}} = (\beta \Lambda - 1) / (\beta \Lambda + 1) \quad (2.2.22)$$

这里  $K$  和  $\Lambda$  是 TM 和 PM 模式的响应函数, 它包含海底的所有信息, 并通过递推方式表现出来。

$$\beta = \sqrt{k^2 + i\omega\mu_0\sigma_0}, \quad k = \sqrt{\eta^2 + \xi^2} \quad (2.2.23)$$

从(2.2.5)、(2.2.6)和(2.2.11)、(2.2.12)、(2.2.13)式的关系看出, PM 模式同速度场的水平散度有关, 而 TM 模式同速度场的旋度和垂直方向源电流有关, 在简化的海洋模型(1)流速场水平尺度较海水深度大; (2)垂向速度较水平分量要小(正压流); (3)海水的自感不大; (4)地磁场简化成地心偶极假设条件下, 对于 PM 模式而言格林函数可简化成

$$g_\phi(z, z') = f_\phi \approx -(R_A^{\text{PM}} + 1)(R_L^{\text{PM}} + 1)/[2(1 - R_A^{\text{PM}} R_L^{\text{PM}})] \quad (2.2.24)$$

$$\begin{aligned} \partial_z g_\phi(z, z') &= h_\phi \approx (R_A^{\text{PM}} + 1)(R_L^{\text{PM}} - 1)/[2(1 - R_A^{\text{PM}} R_L^{\text{PM}})] \quad (z < z') \\ &= h_\phi + 1 \quad (z > z') \end{aligned} \quad (2.2.25)$$

对于 TM 模式格林函数简化成

$$g_H(z, z') \approx 1/2(1 - h_H)(|z - z'| + z + z') \quad (2.2.26)$$

$$\begin{aligned} \partial_z g_H(z, z') &\approx h_H z' \quad (z < z') \\ &\approx h_H z' + 1 \quad (z > z') \end{aligned} \quad (2.2.27)$$

$$\begin{aligned}\partial_z g_H(z, z') &\approx h_H z + 1 & (z < z') \\ &\approx h_H z & (z > z')\end{aligned}\quad (2.2.28)$$

$$\begin{aligned}\partial_z \partial_z' g_H(z, z') &= g_H''(z, z') - \delta(z - z') \\ &\approx h_H - \delta(z - z')\end{aligned}\quad (2.2.29)$$

这里

$$h_H = \beta(2 - T_L^{\text{TM}})/(T_L^{\text{TM}} - 2R_L^{\text{TM}}\beta H) \quad (2.2.30)$$

对于场源项有

$$\tilde{J}_z^0 = \delta(z) [\tilde{v}_k(z) \times F_k^0] \quad (2.2.31)$$

$$\tilde{T}(z) = \frac{i\sigma(z)}{k} [k \times \tilde{v}_k(z)] \cdot F_k^0 \hat{z} \quad (2.2.32)$$

$$\tilde{Y}(z) = -\frac{i\sigma(z)}{k} [k \cdot \tilde{v}_k(z)] F_k^0 \quad (2.2.33)$$

PM 模式的电磁场和 TM 模式的电磁场合成在一起形成总的电磁场。在总场中，究竟是 PM 的作用大，还是 TM 模式作用大，取决于流速场的性质。

上面模型最终的水平电磁场波数域近似解为

$$\tilde{E}_k = \tilde{T} F_k^0 \hat{z} \times [\langle \tilde{v}_k \rangle^* - k \hat{k} \cdot \langle \tilde{v}_k \rangle^*] \quad (2.2.34)$$

$$\tilde{B}_k = \frac{\langle \sigma \rangle h_H H}{\sigma(-H) + h_H H [\langle \sigma \rangle - \sigma(-H)]} \quad (2.2.35)$$

$$\tilde{B}_k(-H) = \mu \langle \sigma \rangle H F_k^0 [(1 - \tilde{T}) \langle \tilde{v}_k \rangle^* (1 - \tilde{T} + h_p) \hat{k} \cdot \langle \tilde{v}_k \rangle^*] \quad (2.2.36)$$

其表现为磁场与速度场的乘积形式。由(2.2.34)可以看出水平电场同深度无关，第一项直接同速度场有关，第二项同水平速度散度有关，海底电磁场同深度有关，(2.2.36)式给出的仅是海底的磁场表达式。

利用(2.2.13)和(2.2.14)所确定的关系对(2.2.34)和(2.2.36)进行反傅里叶变换有

$$E_k = C F_k^0 \hat{z} \times [\Omega_1 \oplus \langle v_k \rangle^* + \nabla_k \Omega_2 \oplus \nabla_k \cdot \langle v_k \rangle^*] \quad (2.2.37)$$

这里  $\Omega_1$  是  $\tilde{H}/C$  的反傅氏变换， $\nabla_k \Omega_2$  是  $\tilde{T}/Ck^2$  的反傅氏变换的水平梯度。 $\oplus$  代表卷积关系。

$$B_k(-H) = \mu \langle \sigma \rangle F_k^0 H [\Omega_3 \oplus \langle v_k \rangle^* + \nabla_k \Omega_4 \oplus \nabla_k \cdot \langle v_k \rangle^*] \quad (2.2.38)$$

这里  $\Omega_3$  是  $1 - \tilde{T}$  的反傅氏变换， $\nabla_k \Omega_4$  是  $(\tilde{T} - 0.5)/k^2$  的反傅氏变换的水平梯度。

忽略速度场的水平散度后，(2.2.27)和(2.2.28)式的主要差别表现在  $\Omega_1$  和  $\Omega_2$  函数的差异上。 $\Omega_1$  函数具有窄而高的主瓣，而  $\Omega_2$  有宽而低的主瓣，因此水平电场就更具局部性，通常是几倍的海水深度。因此，通过测量电场可以获得海水的流速场，而磁场则是更大范围的平均，不可能通过测量磁场获得海水的流速场。在陆上，外部成因的电磁场，电场较磁场更具局部性；在海底，流动海水成因的电磁场，同样电场较磁场更具局部性。

将式(2.2.37)进一步简化有

$$E_k = C F_k^0 \hat{z} \times \langle V_k \rangle^* + N \quad (2.2.39)$$

这里

$$\langle V_k \rangle^* = \frac{1}{\sigma H} \int_H^0 dz' \sigma(z') V_k(z') \quad (2.2.40)$$

是电导加权垂向积分水平速度场,  $C$  是取决于海底电导结构的一个比例因子,  $F_z$  是磁场的垂直分量,  $N$  是一近似误差项, 从(2.2.6)式不难发现, 水平电场正比于地磁场垂直分量和垂向电导率加权的速度场。

对于垂直电场

$$E_z(z) = [V_h(z) \times F_h] z \quad (2.2.41)$$

这表明垂向电场正比于水平向速度场和水平地磁场, 这意味着在北半球电场北向分量是东西向速度场的反映。电场的东西分向量是南北向速度场的反映, 垂直电场  $E$  主要反映东西向流速场。比例系数  $C$  取决于海底电导率结构并且当海底高阻时接近于1。

## 2.2.2 滩海区流动海水产生的电场特点

在深海区, 海水的流动规律性较强, 但在浅海大陆架, 特别是滩海区, 海水的运动非常不规则, 除受潮汐、水下河道影响外, 还同海底地形密切相关, 这使得海水产生的电磁场效应变得复杂。

### 1. 阵列观测的海-陆、海-海时域波形对比

图2.2.1~图2.2.3是海陆三台仪器的电场对应分量比较图。其中S0机置于陆上, S1和S2分机置于海里岸边的同一点, 海陆仪器相距2 km。没有涨潮时, 海中测点出露。潮满时水深2 m多。为了比较S1和S3两台仪器和电极的在海水中稳定性对观测结果的影响, 对S3分机的仪器、导线和电极进行了掩埋加固, 对S1分机没有采取特殊措施。由图2.2.1可以看出四档信号(0.01~1 s)具有较好的对比性。主站S0的南北向分量  $E_z$  较大, 是由于离主站200多米有一南北向的高压线。由图2.2.2可以看出, 三档信号(0.1~10 s)海-海对比比较好, 海-陆对比较差, 海中信号出现明显的周期性。由图2.2.3可以看出, 二档信号(1~100 s)海陆信号对应较好。其差别表现在, 海中信号出现一些相对高频信号, 由于水体较浅, 海底电场的高频衰减很小。图2.2.4~图2.2.6是海陆两台仪器的对比结果。海中仪器距陆地仪器32 km, 水深约为15 m, 海中的高频信号衰减已经可以明显看出, 由4档记录和3档记录均可发现大约0.1~10 s的海洋噪声, 特别是三档频段(0.1~10 s), 而低频段信号海-陆对应较好。图2.2.7是图2.2.3的拉长显示, 图2.2.8是海中东西向和南北向电场分量的对比, 其中的磁信号是陆上主站的同步信号。由图2.2.7和图2.2.8可以看出, 波形中明显存在着周期为几秒的海洋噪声。海中2台分机对应分量对比性较好, 说明该噪声并非仪器或电极的随机噪声, 而同台仪器的东西和南北向分量的同步性( $E_x$  和  $E_y$  同时达到极大值或极小值), 说明这是海水运动的电流效应, 而非海水机械运动的直接效应。

### 2. 阵列观测的海-陆、海-海频谱对比

海-陆同步观测信号的频谱分析可以直接说明海水的高频衰减和海洋噪声的频率范围与大小。图2.2.9是陆上主站的  $E_z$  振幅谱的散点图, 图2.2.10是与图2.2.9对应的海上S1分机的  $E_z$  振幅谱的散点图, 图2.2.11是与图2.2.9对应的另一台海上S3分机的  $E_z$  振幅谱的散点图。由图可以看出, 海边主站的振幅谱与陆地上外部成因的天然大地电磁场的能量分布规律基本一致, 说明海洋的电磁效应具有局部性。海中2台分机的振幅谱在零点几秒到6s 特别是1~6s 的频率较陆上明显增大, 其为海洋环境的影响。陆上主站存在50 Hz及其高次谐波的影响, 而海中没有它们的影响。由于海水较浅, 高频衰减并不明显。

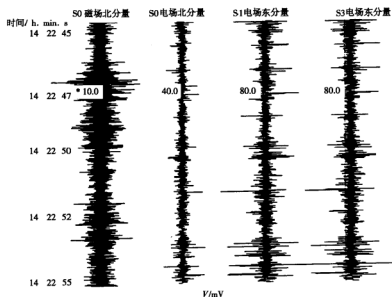
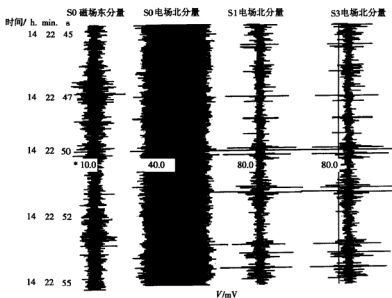


图 2.2.1 陆-海-海三台仪器四档信号  $E_x$ (上) $E_y$ (下)比较图  
S0机置于陆上, S1和 S3分机置于海中同一点, 主机和分机相距 2 km  
图中数字是对应道的显示放大倍数

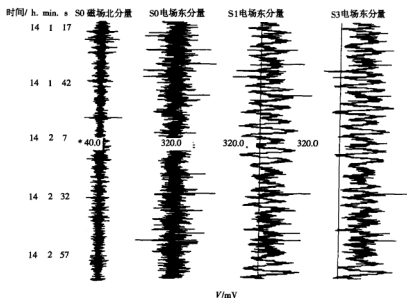
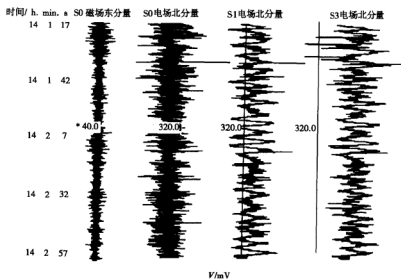


图 2.2.2 陆-海-海三台仪器三档信号  $E_s$ (上)  $E_e$ (下) 比较图

S0 机置于陆上, S1 和 S3 机置于海中同一点, 主机和分机相距 2 km

图中数字是对应显示的放大倍数

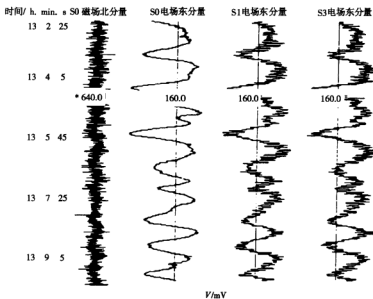
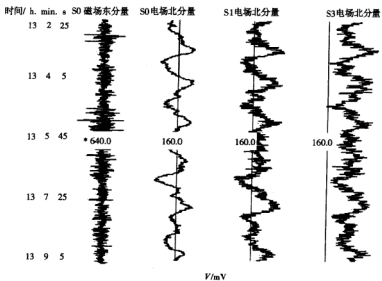


图 2.2.3 陆-海-海三台仪器二档信号  $E_z$ (上) $E_r$ (下)比较图  
S0机置于陆上,S1和 S3分机置于海中同一点,主机和分机相距2 km  
图中数字是对应道的显示放大倍数

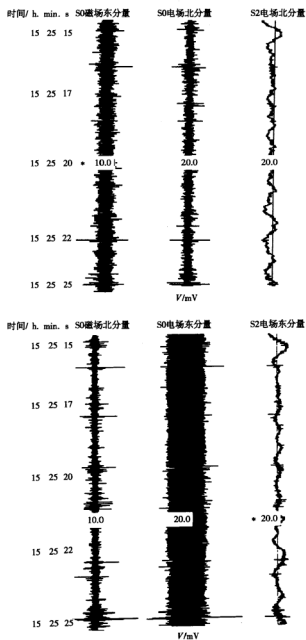


图 2.2.4 陆-海二台仪器四档信号  $E_s$ (上) $E_e$ (下)比较图  
S0机置于陆上,S2分机置于海 N767号点,主机和分机相距32 km  
图中数字是对应道的显示放大倍数

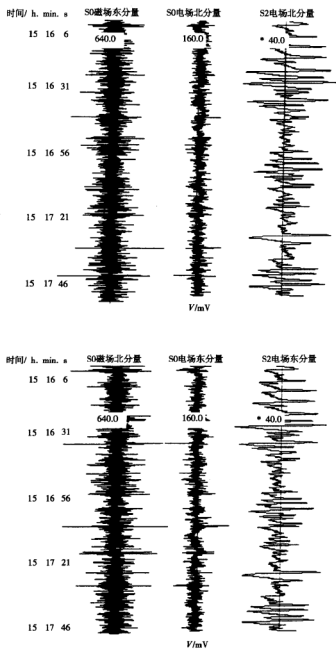


图 2.2.5 陆-海二台仪器三档信号  $E_x$ (上) $E_y$ (下)比较图

S0机置于陆上, S2分机置于海 N767号点, 主机和分机相距32 km

图中数字是对应道的显示放大倍数



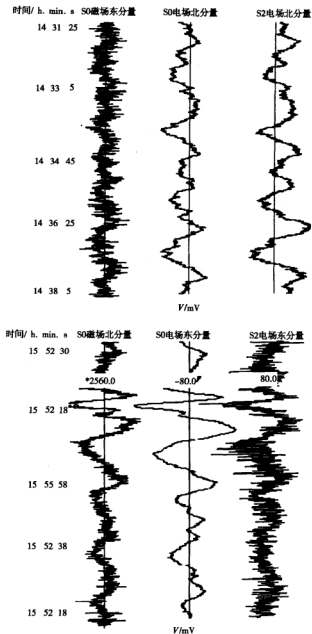


图 2.2.6 陆-海二台仪器二档信号  $E_x$ (上)  $E_y$ (下)比较图  
S0机置于陆上, S2分机置于海 N767号点, 主机和分机相距32 km  
图中数字是对应道的显示放大倍数

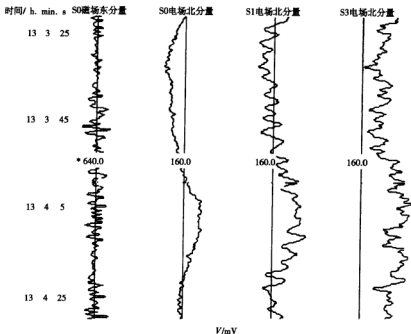


图 2.2.7 图 2.2.3 中上图的纵向拉伸显示  
S0 机置于陆上, S1 和 S3 分机置于海中同一点, 主机和分机相距 2 km  
图中数字是对应道的显示放大倍数

图 2.2.12 是陆上主站 N625S0 的  $E_z$  振幅谱的散点图, 图 2.2.13 是与图 2.2.12 对应的海上 N767S2 测点的  $E_z$  振幅谱的散点图。图 2.2.14 是陆上主站 N625S0 的  $E_y$  振幅谱的散点图, 图 2.2.15 是与图 2.2.14 对应的海上 N767S2 测点的  $E_y$  振幅谱的散点图。海中分机的振幅谱在零点几秒到 6s 较陆上明显增大, 其为海洋环境的影响。陆上主站存在 50 Hz 及其高次谐波的影响, 而海中没有它们的影响。由于海水的深度较大, 高频衰减已较明显。

### 3. 阵列观测的海-陆、海-陆电场极化方向对比

天然电磁场的极化方向是随机的, 电极的噪声也是随机的, 但海水的运动由于有一定的方向性, 因此其产生的电磁场也有方向性。极化方向应作为海水产生的电磁噪音的重要特征。图 2.2.16 是陆上主站 N625S0 的 2 块 2 档 (1~100s) 记录的电场极化图, 图 2.2.17 是与图 2.2.16 对应的海上测点 N767S2 的 2 块 2 档 (1~100s) 记录的电场极化图, 由图可以看出, 陆上的极化方向基本北东 50° 左右, 而海中一个记录的极化图为北东 30°, 另一个记录受北西分量的控制, 使极化方向性不明显。根据我们对该区地质资料的掌握, 该区的海陆地质构造走向基本一致, 海陆极化方向的差异应代表海洋成因的噪音和由于海陆地壳差异及海洋的方向性所形成的“海岸效应”。图 2.2.18 是陆上主站 N625S0 的 2 块 3 档 (0.1~10 s) 记录的电场极化图, 图 2.2.19 是与图 2.2.18 对应的海上测点 N767S2 的 2 块 3 档 (0.1~10 s) 记录的电场极化图, 由图可以看出, 陆上的电场极化无明显的极化方向, 而海中一个记录

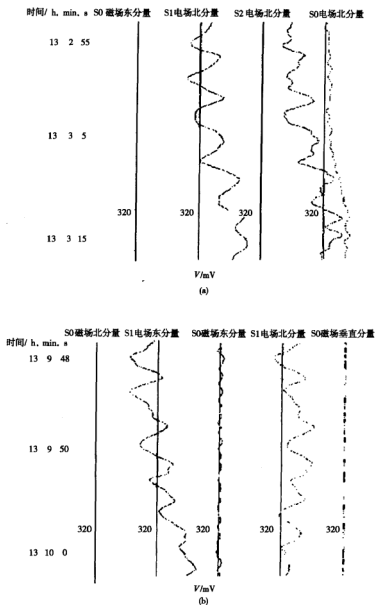


图 2.2.8

(a)海-陆对比的电场纵向拉长显示 (b)海中记录的  $E_z$  和  $E_y$  分量对比

S0机置于陆上, S1和 S3机置于海中同一点, 主机和分机相距2 km

图中各道的显示放大倍数相同

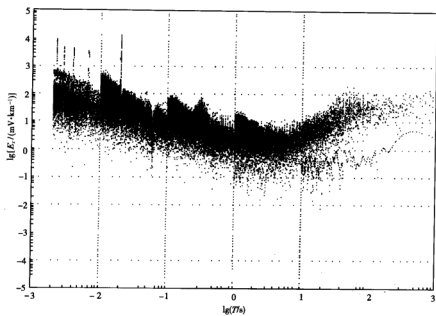


图 2.2.9 陆上主站 N519S0 的  $E_s$  振幅谱散点图

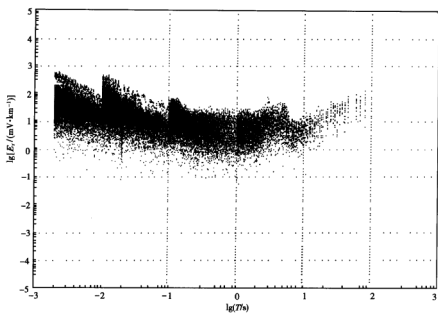


图 2.2.10 海上分站 N519S1 的  $E_s$  振幅谱散点图

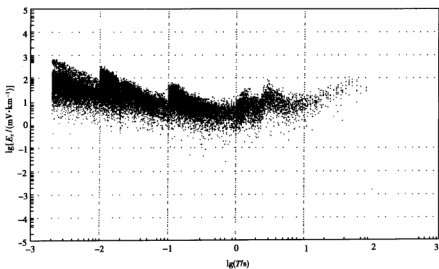


图 2.2.11 海上分站 N519S3 的  $E_s$  振幅谱散点图

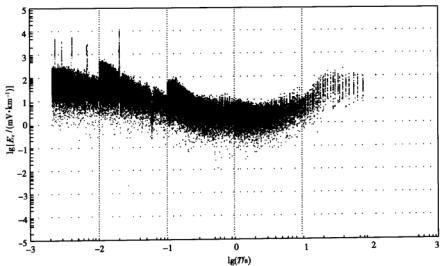


图 2.2.12 陆上主站 N625S0 的  $E_s$  振幅谱散点图

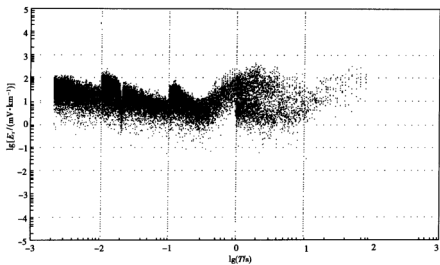


图 2-2-13 海上分站 N767S2 的  $E_z$  振幅谱散点图

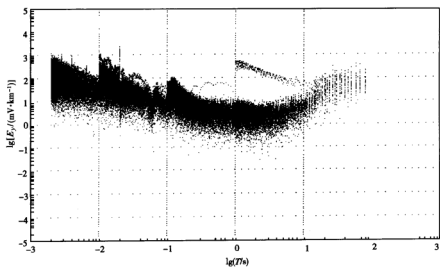


图 2-2-14 陆上主站 N625S0 的  $E_y$  振幅谱散点图

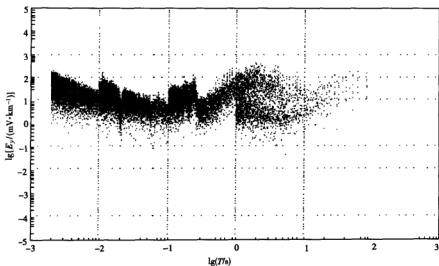


图 2.2.15 海上主站 N767S2 的  $E_y$  振幅谱散点图

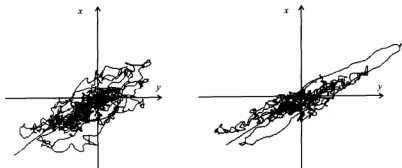


图 2.2.16 海边陆上主站 N625S0 的 2 块二档 ( $1 \sim 0.01$  Hz) 电场极化图  
 左图的显示放大倍数为 0.008, 极化的长轴方向  $NE53^\circ$ ;  
 右图的显示放大倍数为 0.004, 极化的长轴方向  $NE58^\circ$

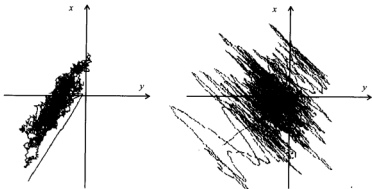


图 2.2.17 海上分站 N767S2 的 2 块二档 ( $1 \sim 0.01\text{Hz}$ ) 电场极化图  
这 2 块记录时间同图 2.2.17 的 2 块记录同步;左图的显示放大倍数为 0.008,  
极化的长轴方向  $\text{NE}31^\circ$ ;右图的显示放大倍数为 0.004,无明显的极化方向

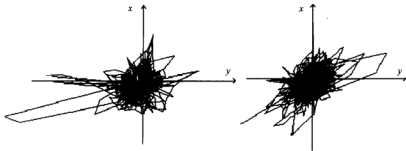


图 2.2.18 陆上主站 N625S0 的 2 块三档 ( $10 \sim 0.1\text{Hz}$ ) 电场极化图  
左图和右图的显示放大倍数均为 0.016,且无明显的极化方向

的极化的长轴方向为北西方向,方向性极其显著。根据前述波形对比、频谱分析,极化方向分析和关于海水运动产生电磁场的理论,该方向为海水运动产生的电场的方向。而海水的流动方向应为北东向。实际情况也是如此,该海域的海水流动方向为北东向,观测的当天为东北风 4~5 级,3~5 s 是该海域海浪的周期,运动海水产生的电磁场应与海水的定向流动和海浪有关,但其水动力学机制还有待于进一步研究。根据海-陆对比,对 2 档的记录进行了 70 点(窗口长 3.5 s)平滑滤波,图 2.2.20 是考虑噪声周期后对 S3 分机采用的 70 个采样点平滑滤波与原信号的比较图,海水的噪声电磁场得到了显著的压制。

实验观测结果表明,在运动的海水规律未知的情况下,利用阵列测量技术进行海-陆和海-海观测是海洋 MT 噪声识别与去除的有效手段。



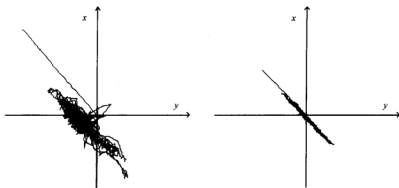


图 2.2.19 海上分站 N767S2 的 2 块三档 (10~0.1Hz) 电场极化图  
这 2 块记录的记录时间同图 2.2.18 的 2 块记录同步; 左图的显示放大倍数为 0.008,  
极化的长轴方向 NW41°; 右图的显示放大倍数为 0.001, 极化的长轴方向 NW45°

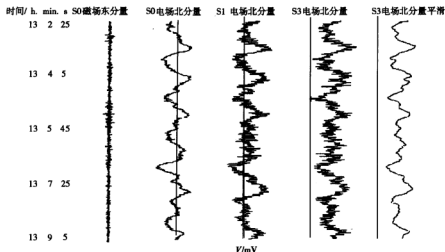


图 2.2.20 海浪效应的平滑滤波结果 (S6 是 S3 的平滑)  
S0 机置于陆上, S1 和 S3 机置于海中同一点, 主机和分机相距 2km, 图中各道的显示放大倍数相同  
图中各道的显示放大倍数相同

## § 2.3 海岸效应

由于海水和陆地的电导率的巨大差异及海洋岩石圈上部可能存在的高阻物质, 外源电流场在海陆边界产生“海岸效应”[Cox, C. S. (1980), Ranganayaki, R., Madden, T. R. (1980), Chave, A. D., Cox, C. S. (1983)]. 该模型引出各向异性 MT 响应函数。垂直于海岸的电流分量通过边界充电进入高阻的陆地或者偏向洋壳。横向效应的宽度非常重要, 其宽度

可表示为  $L = \sqrt{P_1 \Sigma_0}$ , 这里  $P_1$  是海水电导的积分,  $\Sigma_0$  是基底到某一深度(典型深度为 30~50 km)的电阻率的积分。设海水深度为 5 km, 基底电阻率明显变低的深度为 30 km, 海水的电导率为 3.2 S/m, 基底的电阻率变化范围为 100~1000000  $\Omega \cdot m$ , 则  $L$  对应为 200~2000 km。在实际观察中, 人们发现实际的宽度最大也就是几百公里, 加上 Cox(1986)的可控源结果(海底为高阻), 人们认为在海洋中可能存在导电通道, 或是洋壳热而年青或是陆缘区存在充水带。这种“海岸效应”问题在深海处并不严重, 但在海岸附近大陆架区却非常重要, 它建议我们应利用二维模型进行解释。

解释时对于 TE 和 TM 模式的选择问题, 过去人们一直认为选用 TE 模式较合理。实际上当沿走向存在不均匀性时, 利用一维解释将具有较大偏差。在二维解释时, 利用 TM 模式更加合理。这一点早在 1984 年(Wannamaker, P. E.)和 1986 年(Bostick, F. X.)就被认识。在 EMSLAB 的二维解释中均选用了 TM 模式。

## § 2.4 结 论

传统上人们认为海洋里不能进行电法勘探, 主要是基于海水是高导的介质, 电磁波在其中传播衰减非常严重这一事实。由于仪器精度的提高和拟解决的地质问题的变化, 这一问题已不是制约海洋电法发展的主要因素, 特别是在滩海区, 高频电磁场的衰减并不十分严重。对于运动海水产生的电磁场噪音, 则由于海水的运动规律十分复杂而变得十分复杂, 无论对于深海还是浅海大地电磁测深都是如此。本章获得如下认识和成果。

(1) 全面系统地总结和论述了海洋的电磁效应, 如趋肤效应、运动海水的电磁效应和“海岸效应”。

(2) 对滩海区的电磁干扰场的频率范围、量级和极化方向进行了深入的研究。滩海区产生的干扰电磁场有固定的方向, 与海水运动的方向垂直; 干扰信号的频率为零点儿秒到 10 s, 特别是 3~5 s 的干扰能量最强。通过平滑滤波可在一定程度上压制这种干扰。这种干扰是风浪和涌浪的作用结果。

(3) 海水运动成因的噪音的识别, 噪声压制技术和数据处理方法对浅海大陆架区以研究含油气盆地电性结构为目的的大地电磁测深勘探意义重大。

(4) 海洋的电磁效应并不限于如上 3 种, 海水同电极的作用, 电极制造过程中的污染, 海水同海底地形的作用等都使海洋的电磁效应变得复杂。应加强关于海洋电磁效应机理的实验和模型研究。

# 第三章 淮海大地电磁测深的理论和 技术及数据处理

## § 3.1 海洋大地电磁测深的原理

### 3.1.1 大地电磁测深(MT)原理

从原理上讲,海洋大地电磁测深同于陆地大地电磁测深,只是由于海水作为流动导电介质,使海洋 MT 的测量及噪声较陆上更复杂。

大地电磁测深的最初模型是由吉洪诺夫和卡尼吉亚在20世纪50年代初提出来的。假设模型场源是均匀平面电磁波垂直入射于大地,大地电性介质呈水平均匀层状分布,对于这种一维模型,这时介质电阻率仅是深度坐标的函数  $\rho=\rho(z)$ 。电磁场规律符合麦克斯韦尔方程

$$\nabla \times E = i\omega\mu H, \quad (3.1.1)$$

$$\nabla \times H = \sigma E - i\omega\epsilon E, \quad (3.1.2)$$

式中,  $\nabla$  为旋度算符,  $E$  和  $H$  分别为电场和磁场强度,  $\omega$  是电磁场的圆频率,  $\mu$  是介质的导磁系数,  $\epsilon$  是介质的介电常数。

在大地电磁测深的频率范围内, (3.1.2) 式右端的第二项可以忽略, 即忽略位移电流。将(3.1.2)式求旋度  $\nabla \times \nabla \times H = \nabla \times E$ , 代入(3.1.1)式  $H$  满足

$$\nabla \times \nabla \times H = -i\sigma\omega\mu H,$$

简化之,有

$$\nabla^2 H + k^2 H = 0,$$

其中

$$k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma},$$

求解如上方程,有

$$H = A_1 e^{-ikz} + A_2 e^{ikz},$$

据(3.1.2)式有

$$E = \frac{1}{\sigma} \nabla \times H,$$

当  $\rho=\rho(z)$  = 常数时,应用无穷远处  $H$  为0这一边界条件,  $A_2=0$

$$H = A_1 e^{-ikz},$$

$$E = \frac{1}{\sigma} (-ik) A_1 e^{-ikz},$$

当  $z=0$  时,即在地表测量时,对  $E$  与  $H$  的比值进行整理,有

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad (3.1.3)$$

即根据地表测得的电场和磁场可以算得介质的电阻率,其中  $E/H$  又称介质的阻抗。

当介质为水平层状时,利用电场、磁场切线分量的连续性,阻抗  $Z = E/H$  可表示成与地下介质参数  $\rho$ 、 $H$  有关的递推关系,仿照(3.1.3)式定义视电阻率

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2, \quad (3.1.4)$$

按照趋肤效应对应于电磁波中的高频成分,主要的能量集中在地壳浅部,而低频成分可以穿透很深。因此,阻抗同频率的关系反映了电阻率随深度的变化。这就是大地电磁测深的基本原理。

可以证明,在层状介质假设条件下,在地面任一正交方向测量电场  $E_x$ 、 $E_y$  和磁场  $H_x$ 、 $H_y$  记

$$\begin{aligned} Z_{xy} &= \frac{E_x}{H_y}, \\ Z_{yx} &= \frac{E_y}{H_x}, \\ Z_{xy} &= Z_{yx}, \end{aligned} \quad (3.1.5)$$

有

即阻抗是与测量方位无关的标量,因此又称为标量阻抗。(3.1.5)式表明某一方向的电场分量仅与其垂直方向的磁场分量有关,而与同方向的磁场分量无关。

在实际中,地球的地电模型通常都是二维或三维的,即电阻率不仅沿垂向变化,沿水平方向也存在变化。当水平方向的电阻率仅沿一个方向变化时又称二维模型,不同水平方向均有变化则称为三维模型,此种情况下,理论和实验都表明电场和磁场遵循如下公式

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \end{aligned} \quad (3.1.6)$$

写成矩阵形式

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix},$$

此时,某一方向的电场分量,不仅与其垂直方向的磁场有关,还与同方向的磁场有关,此时的阻抗同测量方向有关,阻抗具有张量性质。

### 3.1.2 磁电分离的工作方法

大地磁场同地下介质结构关系不甚密切,在较大的空间范围内变化不大这一结论早已被人们认识。人们发现磁场的极化方向同构造关系并不像电场的极化方向同构造关系那样紧密。远参考道大地电磁测深方法利用远方测得的磁场作为参考场,实际上已认同了大地电磁场的均匀不变性。由于此次工作采用磁电分离测量技术,因此对这一作法的理论和实验论证是十分必要的。

#### 1. 理论说明

对于水平层状介质或均匀介质,按照关于大地磁场场源由地表上空的平面电流产生,其初始磁场必与  $z$  无关,当  $z$  变成无穷大时,初始场仍与地表初始场  $H_y^{(0)}$  相同,而当  $z \rightarrow \infty$  时,总场  $H_y^{(\infty)} = 0$ ,因此,

$$H_y^{(0)} + H_y^{(i)} = 0, \quad \text{当 } z \rightarrow \infty \text{ 时}$$

这里  $H_y^{(i)}$  是由介质中的电流引起的磁场也就是  $H_y^{(i)}(\infty) = -H_y^{(0)}$ ,换句话说,在无限远处感应电流产生的磁场抵消了初始场,而地球表面的二次场  $H_y^{(0)}(0)$  与无穷远处  $z \rightarrow \infty$  的二次场  $H_y^{(0)}(\infty)$  只是符号不同。

事实上,二次场  $H_y^{(0)}(0)$ 、 $H_y^{(i)}(\infty)$  可表示成无穷多个薄平面中电流产生的场的叠加,

即

$$H = \sum_{i=1}^{\infty} H_i^{(i)},$$

其中  $H_y^{(i)}$  是在  $z_i$  深度处一个载流平面产生的磁场, 每一个载流平面都在该平面的上下面产生方向不同且与  $z$  无关的磁场, 在每一平面内, 电流都具有自己的振幅和相位特征, 然而由于在一给定的平面内, 电流引起均匀的磁场效应, 因而总的效应在地球表面与无限深处大小相同, 只是方向相反。

因此在地球表面  $H_y^{(i)}(0) = H_y^{(0)}$ , 也就是说在地球表面, 二次场等于初始场。于是地表磁场总的水平分量

$$H_y(0) = H_y^{(0)} + H_y^{(i)}(0) = 2H_y^{(0)},$$

它比初始场大一倍, 很明显, 该证明方法不取决于电导率剖面随深度变化的关系, 它对任何水平结构的介质都是正确的。

立刻可以得出几点结论, 当初始场是平面波, 且在地表测量时, 磁场的水平分量  $H_y^{(0)}$  与地下电导率无关。于是地面电场的水平分量  $E_x^{(0)}$  包含介质的电性信息, 这就意味着, 在测量阻抗  $Z_{xy}^{(0)}$  时, 事实上我们是在测量电场和一个常数的乘积

$$z_{xy} = \frac{E_x^{(0)}}{2H_y^{(0)}},$$

这个常数是  $\frac{1}{2H_y^{(0)}}$ , 它使我们摆脱了初始磁场强度的影响。

## 2. 试验结果

水平层状介质、平面电磁波场源显然是对实际地球模型的近似, 因此, 对上述结论是否对实际模型成立, 有必要进行实验证明, 我们知道地球表面的电磁场是变化的, 但地球的电磁响应函数是不变的, 因此, 如果磁场在较大的范围内均匀, 我们采取磁电分离测得的阻抗应与磁电同点测量的结果一致。考虑到海上工区范围为几十公里, 我们在陆上进行了两种不同分离距离的测量(在446号点和553号点只测量电场, 在551号点测量磁场, 446号点距

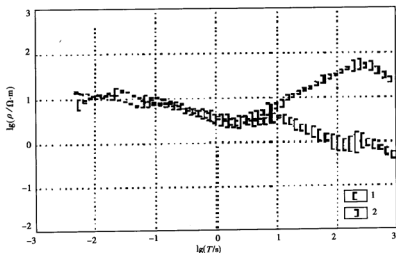


图3-1-1 446号点磁电分离的阻抗

1— $\rho_{yx}$ ; 2— $\rho_{xy}$

551号点25 km, 553号点距551号点35 km)获得的阻抗同1996年初在对应点用国外仪器 V5测得的阻抗进行了比较, 见图3.1.1~图3.1.4。不难看出, 采用磁电分离测得的阻抗同磁电同点测量获得的阻抗曲线特征完全一致。证明磁电分离在实际中确实是可行的。

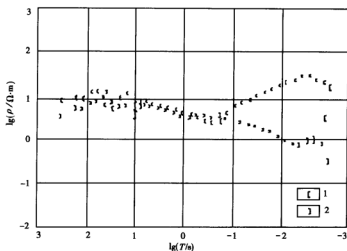


图3.1.2 446号点国外仪器测量结果

1— $\rho_{xy}$ ; 2— $\rho_{yz}$

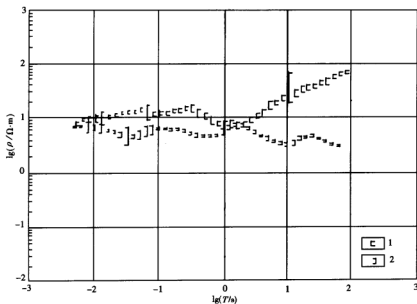


图 3.1.3 553号点磁电分离的阻抗

1— $\rho_{xy}$ ; 2— $\rho_{yz}$

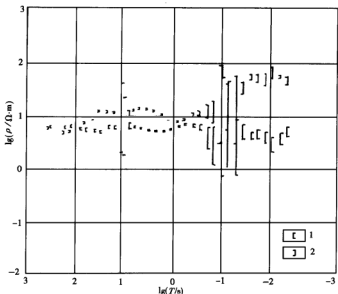


图 3.1.4 553号点国外仪器测量结果

1— $\rho_{20+1}$  2— $\rho_{20}$

## § 3.2 滩海 MT 的海上作业方法

### 3.2.1 测点的定位

把设计点的经纬度输入到 GPS 中,由 GPS 导航定位功能寻找点位。

### 3.2.2 测站布置

(1) 主测站选在对全区均有控制的干扰较小的辽河油田人工岛基地。

(2) 主站电场测量采用十字布线,极距经试验选择为 50 m。

(3) 海上作业,接地电阻较小,但应稳定至少 10 分钟后测量。

(4) 电极不能悬空。

(5) 使用两条船布设海上测站,到达指定地点时,大船抛锚(双锚)。使用罗盘确定方位,小船拉测绳绕行至一电极投放点,依次到第二投放点。海上距离的测量准确,但方位测量在风浪较大时有时有较大误差。保持仪器和电极的浮漂长度相同,在布设完以后,用小船检查角度,如不符合要求,重新布设,直到符合要求。

### 3.2.3 作业规程及技术要求

(1) 登船后检查仪器,根据情况给仪器充气,检测各接插头是否完好。

(2) 到达指定点位后,大船抛锚,电极布设尽量准确(注意安全)。

(3) 仪器设置过程:

① 接上通信电缆及 GPS 天线;

② 仪器模块自检,如存贮器(flash)不空,光标移至模块复位进行清除;  
 ③ 根据主站控制参数进行本站控制参数设置,参数设置时应特别注意同步测量日期及时间,一定要与主站同步测量日期时间一致。

(4) 进入数据采集,待 GPS 位置有效(经纬度不断变化)后进行测量参数设置。

① 测点号设置。

② 电极稳定时间设置。

③ 电极极距(东西、南北极距)设置。

④ 记录类别必须为 MT 测深。

⑤ 输入操作员汉语拼音字母。

⑥ 光标移至确定,然后回车,至此设置完毕。

(5) 记录测量完成日期及时间,风浪情况,水深情况,报给主站进行记录。

(6) 测量结束后,回收仪器并用便携机进行数据回收。

(7) 如仪器电池用过三次以上,要更换电池。

(8) 对采集的数据及时进行合并、回放和数据处理,以便及时发现诸如漏电,仪器故障等问题并采取补救措施。

## § 3.3 海洋 MT 的数据处理与解释方法

### 3.3.1 张量阻抗分析

在水平非均匀构造及各向异性介质影响下,阻抗随测量方向而变化,其具有张量性质。这时在地面任意两个正交方向所测量的电阻率是不等的。对具有明显构造走向的介质分布而言,假设电阻率沿  $x$  方向是稳定的而沿垂直方向  $z$  及倾向  $y$  是变化的,显然这是二维的电阻率分布。对任一垂直入射的平面电磁波求解麦克斯韦方程,可获得两组独立的线性偏振波,一组电场平行于走向,磁场沿倾向,称 TE 极化波或  $E\parallel$  极化波。另一组磁场平行于走向,电场沿倾向,称 TM 极化波或  $H\parallel$  极化波

$$H\parallel \text{极化时表面阻抗 } Z_{\text{TM}} = \frac{E_z}{H_x},$$

$$E\parallel \text{极化时表面阻抗 } Z_{\text{TE}} = -\frac{E_x}{H_y},$$

一般情况下  $Z_{\text{TM}} \neq Z_{\text{TE}}$ ,且我们野外观测电场磁场很难恰好选择在构造走向倾向方位上,这表明我们测量的阻抗与测量方位有关。设观测方位偏离走向方位角为  $\theta$ ,下列关系成立。

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \end{aligned} \quad (3.3.1)$$

其中

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= \frac{Z_{\text{TE}} - Z_{\text{TM}}\sin 2\theta}{2}, \\ Z_{xy} &= Z_{\text{TE}}\cos^2\theta + Z_{\text{TM}}\sin^2\theta, \\ Z_{yx} &= -(Z_{\text{TE}}\sin^2\theta + Z_{\text{TM}}\cos^2\theta), \end{aligned}$$



$$Z_{yy} = -\frac{Z_{TE} - Z_{TM}}{2} \sin 2\theta,$$

(3.3.1)式说明任意方向的电场不只与其垂直方向上的磁场有关,而且与其同方向上的磁场也有关,这时电场与磁场并不总是正交的。电场同磁场之间的关系必须通过  $Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$  4个量来描述,而且这4个量都与测量轴的取向有关,这也正是非均匀介质中大地电磁阻抗的重要特性。它符合张量的定义,所以我们将  $Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$  4个量所确定的阻抗称为张量阻抗。

任意方向的张量阻抗可以通过测量方向获得的张量阻抗的旋转来求得

$$\begin{aligned} Z'_{xx}(\theta) &= Z_1 - Z_0(\theta + 45^\circ), \\ Z'_{xy}(\theta) &= Z_4 + Z_0(\theta), \\ Z'_{yx}(\theta) &= -Z_4 + Z_0(\theta), \\ Z'_{yy}(\theta) &= Z_1 + Z_0(\theta + 45^\circ), \end{aligned} \quad (3.3.2)$$

其中  $\theta$  为任意方向与观测方向的方位夹角

$$\begin{aligned} Z_1 &= \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2}, \\ Z_2 &= \frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{2}, \\ Z_3 &= \frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2}, \\ Z_4 &= \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2}, \end{aligned}$$

$$Z_0(\theta) = Z_2 \cos 2\theta + Z_3 \sin 2\theta,$$

由于在电性主轴方位上  $Z_{xx}=0, Z_{yy}=0$ , 因此变化  $\theta$ , 求使  $Z'_{xx}=0, Z'_{yy}=0$  的角即获得惟一的反映地下介质的主轴阻抗  $Z_{TE}$  与  $Z_{TM}$ , 进而求得  $\rho_{TE}$  和  $\rho_{TM}$ 。实际计算中,  $\theta_0$  角可用下式确定

$$\tan 4\theta_0 = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2},$$

继而通过(3.3.2)式可获得  $Z'_{xy}(\theta_0)$  与  $Z'_{yx}(\theta_0)$ 。

最后获得电性主轴方向的视电阻率

$$\begin{aligned} \rho_{xy} &= 0.2T|Z'_{xy}|^2, \\ \rho_{yx} &= 0.2T|Z'_{yx}|^2, \end{aligned}$$

为了判别地下构造的二维程度,定义二维判别指数——偏置指数  $S$

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|},$$

$S$  越接近于零,则构造的二维性越明显。

此外椭圆率也是刻画电性结构二维性的指标。椭圆率  $\beta = |Z_2|/|Z_3|$  越接近于0,电性越接近于二维,  $\beta$  接近于1反映三维构造特点。

在实际资料处理中,观测方位的张量阻抗元素的计算公式为

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle - \langle E_z B^* \rangle \langle H_z A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_z B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}, \\ Z_{xy} &= \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_z B^* \rangle - \langle E_z B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_z B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}, \end{aligned} \quad (3.3.3)$$

$$Z_{yz} = \frac{\langle E_y A^* \rangle \langle H_z B^* \rangle - \langle E_y B^* \rangle \langle H_z A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle},$$

$$Z_{zy} = \frac{\langle E_z A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle E_z B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle - \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle},$$

$\langle x y^* \rangle = \sum_{i=1}^n X Y_i^*$  表示各道频谱所计算的功率谱值,  $A, B$

分别为下面4种组合形式

$$(1) A = E_x \quad B = E_y, \quad (2) A = E_x \quad B = H_z,$$

$$(3) A = E_y \quad B = H_y, \quad (4) A = H_x \quad B = H_y.$$

由于噪声, 4种阻抗的估算值不能一样, 其中两种估算值被电场分量中的噪声干扰向上偏移, 另外两种噪声的阻抗值被磁场分量中的噪声干扰向下偏移, 用平均阻抗作为该频率的阻抗值, 则在一定程度上会减少电磁场干扰对阻抗值的影响。

$$\bar{Z}_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N Z_{ij}^{(k)}, \quad N = 4 \quad i \text{ 或 } j \text{ 为 } x \text{ 或 } y$$

为了估算测量噪声的大小, 可根据四种阻抗估算之间的差异来评价。为此, 定义全信息相关度  $CP$

$$CP = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Z_{ij}^{(k)} - \bar{Z}_{ij}|}{|\bar{Z}_{ij}|},$$

显然,  $CP$  越接近于1, 则噪声越小, 所获得的阻抗越可靠。处理流程如图3.3.1所示。图3.3.2和图3.3.3为用如上程序海上两台分机同时测量获得的阻抗散点图。



图 3.3.1 大地电磁测深资料处理流程

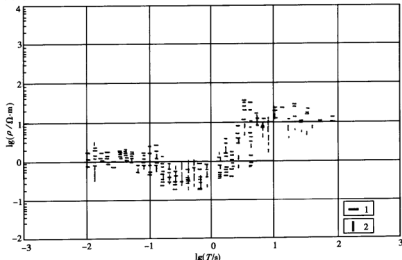


图 3.3.2 海上 S3 分机阻抗散点图

1— $\rho_{xy}$ ; 2— $\rho_{yx}$

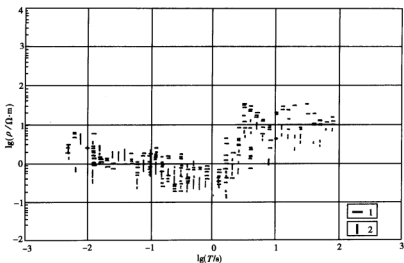


图 3.3.3 海上 S1 分机阻抗散点图

1— $\rho_{xy}$  2— $\rho_{yx}$

### 3.3.2 阻抗的稳健分析

#### 1. 稳健(Robust)阻抗分析

在大地电磁观测中,由于各种噪声的存在,使得阻抗即地球的电磁响应函数的估计不可避免地产生产误差。传统的阻抗获取方法基于电磁场的误差分布符合高斯分布,利用频率分析及最小二乘回归, Sims, W. E. (1971), Vozoff, K. (1972) 将回归的方法扩展到有限频带,该方法的主要优点是运算简捷,在满足条件的前提下,效率最高。但是大地电磁资料误差分析的统计研究表明,各数据道的误差并不相对独立也不完全遵从某一正态分布。在大地电磁观测中,大多数数据中都含有少量的异常数据点叠加在正常高斯分布背景之上。一般而言,当电磁的信噪比较高时,飞点的影响并不明显。在海洋环境中,特别是在浅海环境中,海水的流动非常复杂,所产生的电磁干扰(主要是电干扰)肯定不是正态分布,天然电磁场在 10s(周期)左右能量非常微弱,正好与海水在该频段产生的干扰信号相混,进一步降低了该频段的信噪比。而该频段的阻抗对于以石油勘探为目的的大地电磁测深又非常重要。在这种情况下,若仍采用常规最小二乘方法进行处理,势必造成阻抗的严重分散或偏离,甚至使阻抗特征产生强烈的畸变,给大地电磁解释工作带来困难。

为了解决上述问题,国内外专家发展了许多新的处理技术,如根据相干性对数据段进行加权及选择、用远参考道技术、消除相关噪声等,在一定程度上改善了大地电磁测深的阻抗的质量,但也都有各自的局限性。

Robust 统计学在过去 20 多年里受到人们的注目,并得到了迅速发展,它是研究实际模型与理想模型有微小偏离,或当实际分布与理想分布在形状上有偏离时,对这种偏离不敏感或相当不敏感的统计学方法。近年来,Chave, A. L. (1987), Egbert, G. D. 和 Booker, J. R. (1986) 以及 Sutarno 和 Vozoff, K. (1989) 等人将 Robust 过程应用于电磁感应研究,该方法根据观测误差的剩余功率谱的大小对数据加权,注重未受干扰的数据(假定其为正态分布)

降低飞点的作用,从而改善了阻抗后算的特性。

## 2. Robust 估计原理

一般线性回归问题的模型为

$$X = U\beta + e, \quad (3.3.4)$$

其中  $U$  是  $n \times p$  阶矩阵,  $U$  为输入变量表示一对水平分量的  $n$  次观测值, 向量  $X$  为输出变量, 表示  $E_x E_y$  的  $n$  次预估值,  $\beta$  为待求的张量阻抗元素  $Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$ ,  $e$  为未知的误差项。解的标准二乘形式为

$$\sum_{i=1}^n (x_i - \sum_{j=1}^p u_{ij}\beta_j)^2 = \min, \quad (3.3.5)$$

在使预测值和观测值之间的差最小这点上, Robust 与最小二乘法类似, 所不同的是 Robust 方法不允许少量异常数据飞点在阻抗函数的估算中起控制作用, 其作法是使下式最小

$$\sum_{i=1}^n \rho(r_i) = \sum_{i=1}^n \rho\left(\frac{x_i - \sum_{j=1}^p u_{ij}\beta_j}{\sigma}\right) = \min, \quad (3.3.6)$$

这里  $\rho(r)$  为一适应函数, 称为损失函数,  $\sigma$  为尺度估计参数, 根据 Huber(1981)的定义

$$\rho(r) = \begin{cases} \frac{r^2}{2} \cdots \cdots |r| < r_0, \\ r_0 |r| - \frac{r_0^2}{2} \cdots \cdots |r| \geq r_0, \end{cases} \quad (3.3.7)$$

其中  $r_0$  是调整量, 一般取  $r_0 = 1.5$ , 对 (3.3.7) 式的求解等价于求解它的一阶导数为零的方程, 即

$$\sum_{i=1}^n \psi\left(\frac{x_i - \sum_{j=1}^p u_{ij}\beta_j}{\sigma}\right) u_{ij} = 0, \quad (3.3.8)$$

$$\text{或 } \psi(r) = \rho'(r) = 0$$

对 (3.3.8) 的求解可有各种数值算法, 最简单的是将其表示成加权最小二乘形式, 并使之线性化迭代求解

定义权

$$W(r) = \frac{\psi(r)}{r}, \quad (3.3.9)$$

对于 (3.3.9) 的 Huber 权函数为

$$\psi(r) = \begin{cases} 1 \cdots \cdots |r| \leq r_0, \\ \frac{r_0}{|r|} \cdots \cdots |r| > r_0, \end{cases}$$

权函数的物理意义很明显, 当误差  $r$  较小时, 原观测值不变, 而当  $r$  较大时将原数据调整。

回归法求取大地电磁阻抗函数步骤如下:

首先用最小二乘法得到一初始解, 计算出剩余值和尺度估算的初值, 然后计算  $W(r)$ , 并得到 (3.3.8) 式的解。每次迭代都同上一次迭代的剩余值和尺度估计并用修改的观测值,  $\tilde{x}_i^{(m)}$  代替原观测值  $x_i$ ,  $\tilde{x}_i^{(m)} = u_{ij}\hat{\beta}_j^{(m)} + \hat{e}_i^{(m)}$  重复如上步骤, 直至收敛。

### 3. 程序框图

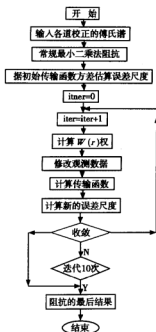


图 3.3.4 稳健阻抗分析程序框图

试验结果(图3.3.5)说明 Robust 方法较最小二乘法对于抑制非高斯分布噪声和信噪比较低频段段的阻抗分析为优。

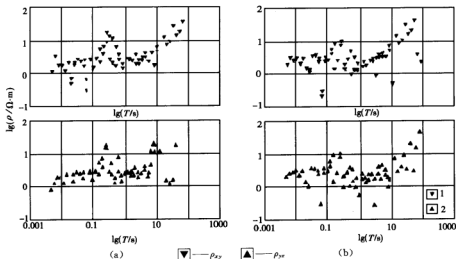


图3.3.5 最小二乘同稳健分析结果对比

(a)最小二乘结果;(b) Robust 的结果

## § 3.4 大地电磁测深资料的解释方法

### 3.4.1 定性解释方法

影响视电阻率曲线特征的因素主要有3个。首先,地电断面的差异反映到曲线类型上,这正是我们探求的目标,此外,就是静态效应(表层局部不均匀体)和各种电磁噪声。三种因素往往混杂在一起,孤立地看有时很难识别,本着从已知到未知,由点及线,由线及面的资料对比,对于我们获得研究区的地电断面认识,是我们进一步定量解释的重要一环。固定频率(一般为高频)的视电阻率剖面图,曲线类型(剖面)图,视电阻率断面图是常用的三个基本图件。

### 3.4.2 人机联作一维反演

对于任意  $N$  层水平状介质,设各层参数为

$$\begin{aligned} X &= [x_1, x_2, \dots, x_{2N-1}]^T, \\ &= [\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N, h_1, h_2, \dots, h_{N-1}], \end{aligned}$$

地面视电阻率

$$\rho_s = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{1N}|^2 = \rho_1 |R_{1,N}^*|^2,$$

其中  $\rho_{1,N}$  可以通过如下递推公式确定

$$\begin{aligned} r_m &= \sqrt{\frac{-i\omega\mu}{\rho_m}}, \\ R_{M,N}^* &= \frac{1 + L_{M+1}e^{-2r_m h_m}}{1 - L_{M+1}e^{-2r_m h_m}}, \\ L_{M+1} &= \frac{\sqrt{\frac{\rho_{m+1}}{\rho_m}} R_{M+1,N}^* - 1}{\sqrt{\frac{\rho_{m+1}}{\rho_m}} R_{M+1,N}^* + 1}, \\ R_{N-1,N}^* &= \frac{1 + L_N e^{-2r_{N-1} h_{N-1}}}{1 - L_N e^{-2r_{N-1} h_{N-1}}}, \\ L_N &= \frac{\sqrt{\frac{\rho_N}{\rho_{N-1}}} - 1}{\sqrt{\frac{\rho_N}{\rho_{N-1}}} + 1}, \\ R_{NN}^* &= 1 \end{aligned}$$

一维模拟反演,就是根据研究区的已知地质情况猜测初始模型进行正演,将正演结果同观测结果对比,不断修正模型,达到理论与观测的一致。而将此时的模型作为地质解释模型。所谓人机交互模拟反演,就是将这一解释过程在计算机上实现,屏幕上显示原始观测曲线、模型理论曲线及模型。根据拟合情况,利用光标对模型进行诸如增加一层或删去一层,修改层参数(电阻率和层厚)等编辑工作。

人机交互正演模拟同自动模拟反演相比较具有如下优点。

(1) 发挥了人的智能作用,利用先验信息使解释更加符合实际地质情况,在一定程度

上减少了地球物理的多解性。

(2) 由于实际测深曲线往往存在各种畸变(因静态效应、信噪比低等)若利用自动反演技术,对整条曲线进行反演,必然出现解的不合理现象。利用人机交互正演模拟,可以回避各种畸变效应,突出研究目标。

### 3.4.3 二维有限元模拟反演

当区域构造近似水平,横向变化缓慢的情况下用水平层状地层模型采用人机交互模拟反演,可以获得各测点下的电性结构,然后沿剖面将这些结果拼接起来,进行区域解释,但当地下构造横向变化较大时,已不能近似看成水平层状介质。“海岸效应”(Cox,1980)和近海板块的电性各向异性(Booker,1989)要求必须用二维和三维的 MT 解释方法,EMSLAB 中,广泛采用二维有限元解释方法,并进行了三维解释研究。对于中国东部裂谷型盆地,构造有明显的走向,二维模型更加符合实际情况。

我们在辽河滩海区 MT 资料解释时,首先利用一维模型进行了人机联作解释,利用一维解释的结果作为二维有限元的初始模型,利用有限元正演模拟获得最终的解释模型。

## § 3.5 小 结

海洋大地电磁测深同陆地大地电磁测深的原理是相同的,但在电磁噪音、仪器和装置及解决地质问题的能力方面有很多不同。高导海水造成海底高频信号的衰减降低了解决浅部地质问题的分辨率;运动海水同地球磁场的作用产生海洋内部成因的干扰电磁;海洋和海陆地壳结构的差异决定的大地电磁测深响应函数各向异性(海岸效应)使资料的解释更加复杂;海洋环境对仪器的密封、承压、定位、调平、供电、海上仪器投放和回收作业等都提出了新的严格要求。因此海洋大地电磁测深是一项集海洋物理、高精度弱磁弱电测量技术、传感器技术、无线电技术、声学定位技术、仪器仪表制造技术于一体的综合的高新探测技术。国际上,经过 Filloux, Cox, Chave, Booker 等人几十年的研究,无论在海洋 MT 理论、仪器、海洋电磁噪音的研究方面,还是在海洋 MT 的应用方面,都取得了重大进展,标志着海洋 MT 技术已日趋成熟,但在我国海洋 MT 刚刚开始。我们进行的滩海 MT 实验研究,取得了如下成果。

(1) 对磁电分离测量(磁对电的控制测量距离本次达60km)方案的合理性,进行了理论和实验证明,对磁电分离测量中海水对电场的衰减效应进行了校正。

(2) 滩海 MT 实验研究,填补了国内该领域的空白。在水下电传感器的制作,测量仪器的密封浮升回收和固定技术等方面积累了丰富的海上 MT 工作经验,收集了大量的第一手资料。

(3) 实现了稳健阻抗分析方法,并用于滩海资料的处理中,明显地改善了阻抗分析的质量,特别是1~10s 频率段。这对于以石油勘探为目标的海洋 MT 具有特别重要的意义。

## 第四章 辽河滩海大地电磁测深地质解释

### § 4.1 研究区概况

#### 4.1.1 研究区位置与研究基础

辽河滩海地区位于下辽河拗陷南部向辽东湾海域自然延伸部分,西起锦州—葫芦岛,东至营口—鲅鱼圈。从高潮线到水深 5 m 的水域,滨岸线长约 340 km,总面积为 3506 km<sup>2</sup>。其中潮间带面积为 736 km<sup>2</sup>,宽度可达 28 km。高潮线与低潮线之间的潮间带形成条件比较复杂,由于河流与海潮的双重影响,岸边形成了许多浅滩,滩上潮沟十分发育,在辽河和双台子河入海口还发育了一些河口砂坝,其中大的盖州滩面积达 100 km<sup>2</sup>。此外还发育了若干个滩涂,分别处于大凌河和辽河入海口下游(图 4.1.1)。海上施工期间的 4、5、6 和 7 月份,风力经常处于 4~5 级,1m 左右的轻浪,个别时刻风力达 7~8 级,这给野外施工带来了极大的困难。

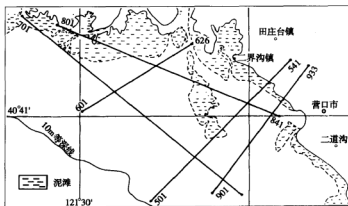


图 4.1.1 辽河滩海地区工区及大地电磁测深线布置图

下辽河拗陷油气地球物理勘探工作始于 1955 年。在 60 年代初原地质部航测大队进行的 1:100 万航磁测量就已覆盖本区。在 1964 年 7 月发现东部凹陷的黄金带构造油气显示和 1965 年 7 月东部凹陷大平房构造喷出工业气流后,下辽河拗陷勘探工作不断取得进展。1965~1967 年海洋地质调查部门完成了 1:20 万海底重力测量和海磁测量。1971 年海洋地质调查部门深海地震队做的磁带剖面穿过本区的有 6 条,约 170 km。1977~1978 年海洋地质调查部门两个浅海地震队完成了 6 条覆盖剖面共 294.4 km。以后又陆续进行了海滩地震及浅海数值地震。到目前,多数地段地震测网已达到 0.51 km 的密度。在高精度重磁测量方面,1988 年地矿部航空物探遥感中心在本区完成了 1:5 万高精度航磁测量;1989 年辽河滩



海第一口海上探井——辽海 10-1-1 证实了滩海地区油气远景；1991 年，北京勘察技术工程公司又被委托在这一地区完成了 1:5 万高精度海上重力测量；1995 年长春科技大学地球物理系在本区承担了油燕沟与笔架岭两个潜山带含油气远景预测，工作中依靠原有的航磁与重力资料，参考地震勘探绘出的基底深度，对两个潜山带内部以及含油气情况进行了综合研究。近年来辽河石油勘探局的滩海公司对辽东湾海域 5m 水深线以内极浅海区和潮间带进行油气勘探，已取得可喜成果。1992 年在深入进行地质研究工作的基础上，发现了葵花岛、太阳岛和笔架岭等三个油田。辽海 18-1-1 井获得巨厚油层和高产油气流，对滩海地区的油气勘探取得突破性进展。以上各单位完成的野外测量及有关的研究为本次工作奠定了基础。

#### 4.1.2 区域构造特征

下辽河盆地及滩海地区位于华北板块上，是古亚洲构造域和太平洋构造域叠加作用最明显的地区，也是我国东部中、新生代构造活动最强烈的地区之一。图 4.1.2 为辽河盆地大地构造位置。下辽河盆地是在西边燕山沉降带，东界辽东隆起带夹持下，沿郯庐断裂系形成的中、新生代裂谷盆地。前中生代基底以近东西向构造线为主，控制东西向展布的古隆起和古拗陷。中生代以来，受太平洋板块构造的影响，本区由古亚洲构造域向太平洋构造域转变，东西向构造受到强烈改造。使构造线方向由近东西改为北北东走向。滩海地区的构造展布格局是陆地上的自然延伸。受郯庐断裂系的控制形成三凸两凹的构造格局。由东而西分布有东部凸起、东部凹陷、中央凸起、西部凹陷和西部斜坡。

辽东湾地区主要断裂活动时间长，规模大，断裂性质属张扭性。断裂展布主要方向为北东，其次有北北东、北西和近东西。其中北东向断裂系构成本区主干断裂系，具有继承中生代构造的特点，在新生代进一步发展，对凸起和凹陷边界以及二级构造分区起控制作用，具有活动时间长、延伸远、断层落差大等特点。

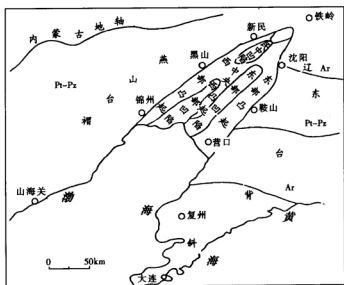


图 4.1.2 辽河盆地大地构造位置图

郯庐断裂系是我国东部的纵贯南北的北东向巨型线性构造带,对中国东部构造演化具有重要的控制作用,对中、新生代构造发展的控制作用尤为明显。郯庐断裂系在太古宙、元古宙、古生代、中生代和新生代时期都是一条重要的岩石建造分界线和构造分界区的断裂。

一般认为,郯庐断裂带过渤海进入辽东湾,沿下辽河拗陷向北延伸,在渤海湾地区就已分解为四条主干断裂即辽河拗陷的抚顺—营口断裂、二界沟断裂、辽中一大注断裂和威远堡—盘山断裂,其中抚顺—营口断裂和二界沟断裂控制着滩海地区第三纪东支裂谷的边界,威远堡—盘山断裂和辽中一大注断裂控制着西支裂谷的边界。

下辽河盆地滩海地区是由东、西两个凹陷和中央隆起构成的裂谷盆地,东西两个断陷盆地的活动中心均靠近中央隆起,并分别向两侧超覆。东部凹陷和西部凹陷具有不同的构造活动强度,从沉降的幅度和火山活动的强度来看,东部凹陷比西部凹陷的沉降幅度大、火山活动强。东部凹陷的沉降中心靠近中央隆起一侧,形成不对称的双断型的凹陷。西部凹陷由于基底地形复杂和断裂的影响,总体上呈现为东断西超的箕状凹陷,但由于笔架岭潜山的影响,在西部凹陷和西部斜坡之间夹一个笔架岭潜山带。

下辽河盆地的主要伸展带位于中央隆起带附近,根据钻探和地震勘探资料,中央隆起带是由太古宙结晶基底组成,所以中央隆起可能是变质核杂岩,是由于中、新生代的强烈的伸展作用,使地壳深部物质抬升而形成的。

下辽河拗陷和辽河滩海地区空间上位于我国两大构造单元结合部,时间上又处于古亚亚洲构造域和太平洋构造域的叠合部位。因此,在盆地深部构造与盆地地质构造发展史上,都显示出东西部分既有相似,又有区别。

#### 4.1.3 区域地层概况

辽河滩海地区位于辽东湾盆地的北端,北与下辽河拗陷相接,西界为辽西燕山隆起区,东临辽东隆起区。郯庐断裂经本区向北延伸。

辽河滩海地区的地层,根据地震勘探和钻井资料,浅部主要以新生界为主,厚度 8000 m 以上。根据大地电磁测深和重磁资料分析,中生界在区内分布比较广泛,东侧和北端的厚度要比西侧和南端大些。中、新元古界局部分布在西部拗陷中,岩性以碳酸盐岩和砂岩为主。古元古界主要分布在二界沟—盖州滩断裂以东和太古宇一起构成东部地区的结晶基底。

##### 1. 太古宇 (Ar)

钻孔揭露,太古宇变质岩系在辽东湾地区内广泛分布,特别在古隆起上已有许多探井钻遇,它们岩性复杂,变质程度深,多为混合花岗岩、混合岩、变粒岩、斜长角闪岩、片岩、片麻岩等。根据区域地质情况,滩海地区东侧海城、营口一带出露有太古宙混合岩;西侧锦西以北海滨地带出露有太古宙混合花岗岩和建平群。

##### 2. 古元古界 (Pt<sub>1</sub>)

根据区域地质特征,辽东湾东西两侧元古宇分布有很大差别,古元古界辽河群和榆树砬子群分布在辽东地区的鞍山—海城—盖县以东地区,呈东西向分布。在辽西地区没有见到古元古界分布。辽东地区古元古界由辽河群和榆树砬子群组成。

##### 3. 中、新元古界 (Pt<sub>2+3</sub>)

中、新元古界主要分布在二界沟断裂以西地区,二界沟断裂以东地区没有分布。在锦西葫芦岛沿海一带就分布有长城系,下辽河拗陷的西部凹陷许多探井钻遇中、新元古界。在辽东湾滩海地区的西部凹陷中分布的中、新元古界以碳酸盐岩为主。

#### 4. 古生界 (Pz)

古生界在辽宁省分布得比较普遍,根据区域地质资料和下辽河拗陷探井资料,研究区内古生界主要包括寒武系和奥陶系灰岩。在辽东湾滩海地区的辽西凸起南端辽 5 井钻遇了奥陶系石灰岩,海南 8 井也钻遇石灰岩。但根据区域地质资料和下辽河拗陷地质资料分析,辽东湾滩海地区在古生代时期地壳是处于隆升状态,若有古生界沉积,遭受剥蚀后,也只是分布在非常局部的地段。

#### 5. 中生界 (Mz)

下辽河拗陷和辽东湾滩海地区有较多的探井和浅孔均出现中生界。上侏罗统上部为黑色含炭碎屑岩,下部为棕红色火山角砾岩,砾岩及酸性火山岩,最厚达 2000 m;白垩统中央突起缺失外,其余地区分布广泛,与下部地层为不整合接触。岩性为中性火山岩、棕红色泥岩、砂砾岩等。

#### 6. 新生界 (Cz)

辽东湾滩海地区自新生代以来沉积了巨厚的新生代地层,主要分布在东、西部凹陷内,在隆起区不仅厚度逐渐减薄,而且缺失一些层位。新生界层序自下而上为第三系房身泡组、沙河街组、东营组、馆陶组、明化镇组和第四系平原组。

##### 1) 下第三系 ( $E_1$ )

(1) 房身泡组 ( $E_{1-2}$ ), 下部主要为碱性玄武岩夹泥岩, 厚度变化大。上部为暗紫色泥岩夹玄武岩, 厚度变化大。滩海地区仅见房身泡组下部泥岩段, 主要分布在西部凹陷地区。

(2) 沙河街组 ( $E_{2-3}$ ), 自下而上可以划分为四段。①沙 4 段 ( $E_{3s_4}$ ), 见于西部凹陷中。下部以泥岩夹玄武岩和薄层泥灰岩、白云质灰岩。中部为泥岩, 薄层油页岩、泥灰岩夹薄层砂岩。上部砂岩、砂砾岩与泥岩互层。厚度变化大。②沙 3 段 ( $E_{2s_3}$ ), 见于凹陷中。为大段泥岩, 凹陷中心底部以油页岩为主, 夹透镜状浊积岩; 两侧多为砂砾岩。厚度变化大。③沙 2 段 ( $E_{3s_2}$ ), 岩性以砂砾岩、长石砂岩、钙质砂岩为主, 局部夹有泥岩。厚度变化大。④沙 1 段 ( $E_{3s_1}$ ), 岩性以泥岩为主, 与砂岩、砂砾岩呈不等厚互层, 中部夹油页岩或薄层生物灰岩、鲕状灰岩。厚度变化大。

(3) 东营组 ( $E_3d$ ), 岩性以泥岩、砂质泥岩与砂岩、长石砂岩、砂砾岩、含砾砂岩互层为特征。

2) 上第三系 (N) 包括馆陶组和明化镇组。与下第三系为不整合接触。

(1) 馆陶组 ( $Ng$ ), 岩性为砂砾岩、含砂砾岩、砾岩为主, 夹砂质泥岩。

(2) 明化镇组 ( $Nm$ ), 岩性以泥岩、粉砂岩、砂岩向上过渡为砂砾岩, 夹砂质泥岩。

3) 第四系 (Q) 平原组 ( $Qp$ ), 为粘土、砂层、含砾粗砂层。

## § 4.2 辽河滩海大地电磁测深地质解释

### 4.2.1 钻井电性特征分析

滩海地区有一定数量的钻孔资料, 每口井均有电阻率测井曲线, 根据收集到的有代表性的 28 口电测井资料进行了统计对比 (这些井包括营 1 井, 油 1 井, LH13-1-1, LH13-2-1, LH18-1-1, 龙王 1, 海南 3, LH11-1-1, LH4-1-2, LH3-1-2 等)。本区所见不同时代地层的视电阻率特征见表 4.2.1, 分析其结果表明:

表 4.2.1 钻孔地层视电阻率统计表

地 层		代 号	岩 性	东部 $\rho_s/(\Omega \cdot m)$		中西部 $\rho_s/(\Omega \cdot m)$		
				变化范围	常见值	变化范围	常见值	
新 生 界	第四系		Q	粘土、泥、砂、砾岩	2~30	2~5	2~30	2
	上第三系	明化镇组	N <sub>m</sub>	泥、砂、砾岩	1~7	1~2	5~40	10
		馆陶组	N <sub>g</sub>	泥、砂、砾岩	2~50	13	3~50	25
	下第三系	东营组	E <sub>d</sub>	泥、砂、砾岩、玄武岩	7~200	20	2~50	2
		沙河街组一、二段	E <sub>1+2</sub>	泥、砂、砾岩	3~70	30	2~30	5
		沙河街组三、四段	E <sub>3+4</sub>	泥、砂、砾岩、玄武岩、安山岩	3~400	80	3~50	30
	中 生 界		M <sub>g</sub>	泥、砂岩、玄武岩、粗面岩	10~200	60	15~150	50
太 古 宇		Ar	混合花岗岩			25~1000		

(1) 第四系表层电阻率较低,一般在  $2 \sim 6 \Omega \cdot m$ ,但在东部陆地区电阻率偏高,均大于  $4 \Omega \cdot m$ ,而向海域延伸,电阻率降低,小于  $3 \Omega \cdot m$ ,并有局部电阻率较高( $20 \sim 30 \Omega \cdot m$ )的夹层存在。

(2) 上第三系明化镇组电阻率变化较大。以二界沟断层为界,其东部电阻率普遍较低,常见值为  $1.5 \Omega \cdot m$ ,构成本区电阻率最低的电性层,而西部电阻率较高,常见值为  $10 \Omega \cdot m$ 。馆陶组电阻率全区变化范围相近,常见值  $13 \sim 25 \Omega \cdot m$ ,西部高于东部。

(3) 下第三系东营组电阻率变化较大,岩性以泥、砂岩为主时,电阻率偏低,约在  $7 \Omega \cdot m$  以内。若存在玄武岩夹层时,电阻率值可升高到  $200 \Omega \cdot m$ ,从横向上看,变化亦较大。以二界沟断层为界,西部电阻率值一般较低,常见值为  $2 \Omega \cdot m$ ,构成本区明显的低值电性层。东部电阻率值偏高,常见值  $20 \Omega \cdot m$ 。

(4) 下第三系沙河街组电阻率变化较大,1、2段以泥岩和砂砾岩为主,电阻率一般在  $2 \sim 70 \Omega \cdot m$  内变化,东部常见值为  $30 \Omega \cdot m$ ,西部电阻率值较低,常见值为  $5 \Omega \cdot m$ ,它与东营组构成本区的宽阔低阻电性层。沙河街组3、4段的泥岩、砂砾岩中常见玄武岩和安山岩插入,受其影响,电阻率偏高(可达  $400 \Omega \cdot m$ ),东部约  $80 \Omega \cdot m$ ,西部  $30 \Omega \cdot m$ 。

(5) 中生界电阻率常见值为  $40 \sim 60 \Omega \cdot m$ ,一般来说高于新生界,但与沙河街组下部地层电性差异不特别明显,比较难于区分。

(6) 中新元古界地层电阻率值较高,一般高于  $700 \Omega \cdot m$ ,构成了本区的高阻基底。但其风化裂隙发育段,电阻率降低,一般在  $100 \Omega \cdot m$  以内,它往往与上覆中生代地层难于区分。

#### 4.2.2 地层电性界面的划分与定量解释原则

##### 1. 定量解释原则

大地电磁测深(MT)的定量解释是对视电阻率曲线的反演拟合来划分地下电性层的。由于视电阻率值存在分散性和测量误差,视电阻率曲线存在一定的等值范围,定量解释存在多解性。特别是在本区,各地层的电性差异不很大,低阻覆盖层厚,目的层埋藏较深,给定量解释带来更大的困难。为了使定量解释更符合客观规律,我们遵循如下原则。

##### (1) 建立合理的初始模型

完成 MT 资料精细处理和定性解释后,利用其资料并结合分析测区内外地质资料和

测区内钻井电性资料,逐步建立本区电性层柱状图和电性层分布形态及厚度变化的总体概念。在此基础上,建立较符合实际的解释点的初始模型作定量解释。

## (2)约束反演

本测区各剖面或剖面附近分布一定数量的钻孔和地震资料。在一个区段进行定量解释。以前,首先以钻孔资料为依据,对区段内井旁 MT 测深曲线进行约束反演。根据钻孔中出现的地层和电性并参考旁区的电性层建立初始模型作井旁 MT 测深点的反演解释,在解释过程中,通过人机对话,稳定电性层的厚度,改变电性层电阻率作拟合反演。最终以拟合解释后的电性层电阻率参数去解释钻孔控制区内的 MT 测深曲线。若区内无钻孔,则以地震解释的层厚度作为约束条件进行反演解释,或同时参考钻孔、地震资料作反演解释。

如 N933S1 是营 1 井旁的测深点,N835S2 是 LH13-2-1 井旁的测深点,其井旁测深解释结果见图 4.2.1,图 4.2.2 和表 4.2.2、表 4.2.3。在营 1 井和 LH13-2-1 井控制区内作 MT 解释时,则以井旁解释的电性参数为依据进行拟合反演。

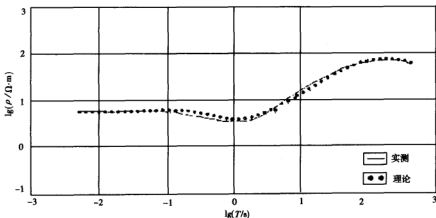


图 4.2.1 营 1 井旁大地电磁测深拟合图

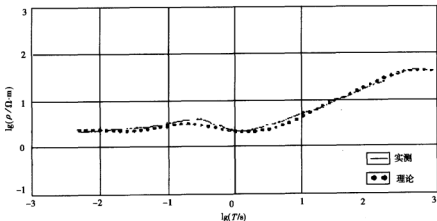


图 4.2.2 海上 LH13-2-1 井旁大地电磁测深拟合图

表 4.2.2 MT 解释结果与钻井资料对比表

钻 孔 (营 1 井)			MT(933S1)	
地 层	$h/m$	$\rho/(\Omega \cdot m)$	$h/m$	$\rho/(\Omega \cdot m)$
第四系(Q)	450	4~8	450	5.6
上第三系辽中群(N)	1073	2~10	1070	3
下第三系田庄台组( $E_d$ )	1865	10~60	1870	20
下第三系沙岭热河组( $E_s$ )	2200	6~100	2270	35
中生界( $Mz$ )	2970(未穿)	6~200	3170	60
中、新元古界( $Ar$ )			21000	1000
壳内高导层			23000	20
下地壳			62000	2000
幔内高导层				15

表 4.2.3 MT 解释结果与钻井和地震资料对比

钻孔 (LH13-2-1)			地震(28.0)	MT(835S3)	
地 层	$h/m$	$\rho/(\Omega \cdot m)$	$h/m$	$h/m$	$\rho/(\Omega \cdot m)$
第四系(Q)	357	2~3		350	2.3
上第三系明化镇组( $N_m$ )	675	1~3		670	1
上第三系馆陶组( $N_g$ )	1170	5~30	1250		
下第三系东营组( $E_d$ )	3450(未穿)	3~40	3600	3570	20
下第三系沙河街组一、二段( $E_{3+2}$ )			4300	4370	35
下第三系沙河街组三、四段( $E_{3+4}$ )			5000	5070	80
中生界( $Mz$ )				6870	50
中、新元古界				19600	1000
壳内高导层				22600	10
下地壳				59600	1500
幔内高导层					10

## (3) 综合解释、反复深入

在 MT 一维反演解释基础上,作二维有限元正演模拟解释。对 MT 所得的定性、定量解释成果与重磁解释资料和地质规律进行综合对比分析,寻找规律和问题所在,再反复深入解释,以求得到更符合客观规律的成果。

## 2. 地层电性界面的划分

根据已知钻孔井旁 MT 解释结果和五条 MT 剖面的一维、二维反演结果,结合钻井电测井电阻率统计资料,将辽河盆地滩海地区自上而下划分为 10 个电性层,它们分别是第四系(Q),上第三系的明化镇组( $N_m$ )和馆陶组( $N_g$ ),下第三系的东营组( $E_d$ )和沙河街组( $E_s$ ),中生界( $Mz$ ),中、新元古界( $Pt_{2+3}$ ),太古宇( $Ar$ ),壳内高导层,下地壳、幔内高导层。各地层电性综合特征统计见表 4.2.4。由于岩性和地层所处环境的影响,地层的电性是变化的,在定量解释的电性分层中,有些地质层位既可独立存在,又可与其他地层合为一个电性层。如明化镇组地层,在东部其电阻率明显变小,可独立存在为一个低阻电性层;而在西部,明化镇和馆陶组,电性差异不很大,它们合为一个电性层存在。馆陶组与东营组,中生界与元古宇风化层等亦有类似情况。

表 4.2.4 地层电性统计表

MT 电性层	相应地层	常见电阻率/ $(\Omega \cdot m)$	电 性 特 征
1	Q	3	陆地 $\rho$ 大于海上 $\rho$
2	$N_a + N_f$	1~7 + 15	中西部 $\rho$ 大于东部
3	$E_d$	2~25	中西部 $\rho$ 小于东部
4	$E_{1-2-3-4}$	5~35~80	中西部 $\rho$ 小于东部
5	$M_z$	40~90	
6	$Pt_{2-3}$	150~250	
7	$A_r$	50~150, 700~1000	风化裂隙发育层 $\rho$ 明显降低
8	壳内高导	20	
9	下地壳	1500	
10	幔内高导	20	

## 4.2.3 盆地电性分区

根据曲线类型(图 4.2.3 和图 4.2.4)及视电阻率等值线(图 4.2.5、图 4.2.6)所反映的

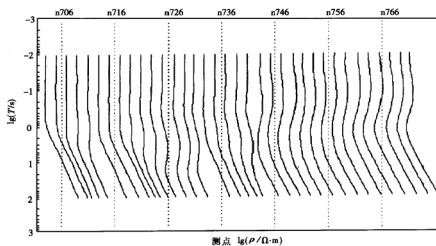


图 4.2.3 辽河滩海地区 7 剖面曲线类型图

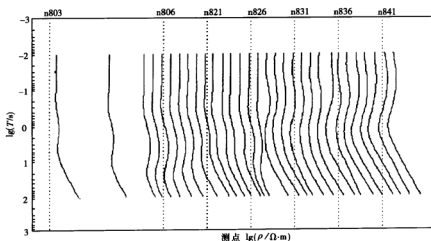


图 4.2.4 辽河滩海地区 8 剖面曲线类型图

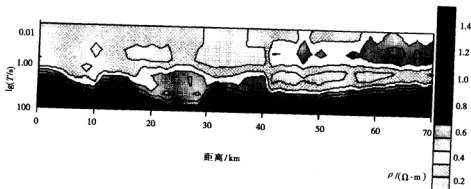


图 4.2.5 7 线视电阻率等值线图

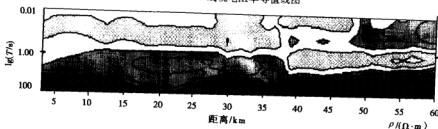


图 4.2.6 8 线视电阻率等值线图

图例同图 4.2.5

电性特征,本研究区从西到东可分为 5 个电性分区,5 线、9 线和 6 线沿区内构造走向,曲线类型沿测线方向没有变化,因此,我们的分区仅对 7 线、8 线而言。

#### 1. 西部斜坡与笔架岭构造电性分区

7 线从 1 号到 19 号,曲线基本类型为 A 或 KHA,视电阻率曲线以 1s 为界,大于 1s 明显抬升,表明此处基底较浅。KHA 型曲线说明西部斜坡与笔架岭构造之间的过渡带浅部第三系内存在一相对高阻层,尾支上升更晚,说明第三系更厚。8 线从 1 号到 12 号点,曲线为 KHA 型,尾支上升较 7 线更晚,表明此处第三系较 7 线更厚。

#### 2. 西部凹陷电性分区

7 线从 20 号点到 30 号点,8 线从 13 号点到 18 号点曲线为 KHAA 型,其中 H 型为第三系的反映,AA 的第二个 A 是中生代到元古宙地层的反映。

#### 3. 中央隆起电性分区

7 线从 31 号点到 41 号点,8 线从 19 号点到 26 号点,曲线仍为 KHA 型,与西部凹陷分区相比,曲线尾支上升更快,表明此处基底埋藏较浅,中生代和元古宙风化壳地层(电阻率为数十到数百)缺失或很薄。

#### 4. 东部凹陷电性分区

7 线从 42 号点到 58 号点,8 线从 27 号点到 36 号点,曲线类型与西部凹陷相同,为 KHAA 型,H 的低值对应周期较西部更低,两边差异较大,说明东西凹陷的电性结构可能不同。



#### 5. 东部潜山带和东部斜坡分区

7线从59号点到71号点,8线从37号点到41号点,曲线类型为KHA,H的上升支可能代表下第三系和中生界。

曲线的类型和视电阻率断面图是客观的地电结构的反映,对曲线各特征对应层位的推测,则应参考区域地质规律,钻孔分层,测井解释结果,区域重磁异常等其他信息进而综合分析才能得到符合实际的结论。

#### 4.2.4 大地电磁测深剖面构造特征

根据前面进行的定性分区结果,参考已知的各种资料,如钻井分层、测井录井、地震井旁测深和重磁资料解释等结果,对研究区的五条大地电磁测线进行了定量和地质解释,形成五条剖面的二维定量地质解释剖面(图4.2.7)分述如下。

##### 1. 剖面5

该剖面(荣1-龙王1)长50 km,点距1.25 km,共有测点42个。测点全部处于东部隆起电性分区,曲线类型为HA,到底基共区分出7个电性层,它们是第四系(Q)和上第三系明化镇组( $N_m$ ),上第三系馆陶组( $N_g$ )和下第三系东营组( $E_d$ ),沙河街组一、二段( $S_1+S_2$ ),沙河街组三、四段( $S_3+S_4$ ),中生界(Mz),太古宙(Ar)。剖面最低电阻率层为明化镇组( $N_m$ ),电阻率 $1\Omega\cdot m$ 左右,基底(Ar)电阻率最高为 $1000\Omega\cdot m$ 。馆陶组和东营组电阻率为 $15\sim 25\Omega\cdot m$ ,沙1和沙2段电阻率为 $35\Omega\cdot m$ ,沙3和沙4为 $80\Omega\cdot m$ ,中生代地层为 $50\Omega\cdot m$ 。沿剖面可分为两个次级隆起区和两个次级凹陷区。从1号点到12号点和从20号点到34号点为相对凹陷区,基底埋藏深,最深7 km,从12号点到19号点和从32号点到42号点为相对隆起区,基底埋藏最浅为4.4 km,中生代的厚度从北东到南西由厚变薄,最厚为2.6 km,最薄为0.5 km。

##### 2. 剖面6

调整后的剖面经JZ10-2-1到海南1,全长30 km,点距1.2 km,测点共有25个。该剖面处于中央隆起电性分区西部边缘,曲线类型为KHA,从地表到底基共区分6个电性层,它们是第四系(Q)电阻率 $1\sim 2\Omega\cdot m$ ,明化镇( $N_m$ )电阻率 $7\Omega\cdot m$ ,馆陶组( $N_g$ )电阻率 $17\sim 25\Omega\cdot m$ ,东营组( $E_d$ )和沙河街1、2段( $S_1+S_2$ )电阻率为 $2\sim 3\Omega\cdot m$ ,中生代和太古宙的风化壳电阻率为 $40\sim 50\Omega\cdot m$ ,高阻基底(Ar)电阻率为 $700\sim 800\Omega\cdot m$ 。基底深度从南到北由浅逐渐变深,最浅为2.5 km,最深为3.9 km,第四系和明化镇组的厚度为0.9 km,东营组和下第三系,从南到北,逐渐变厚,最薄为0.7 km,最厚为2 km。中生代地层从北到南逐渐变薄,到本线南端基本消失。

##### 3. 剖面7

剖面长70 km,经过井LH13-12南,LH10-2-1,和Jz17-3-1,测点距1 km,共有71个测点。该剖面近北西向延伸,跨五个电性分区,由西向东曲线类型依次为A或KHA,KHAA、KHA,KHAA和KHA。从1号点到19号点对应西部斜坡带和笔架岭构造带。从地表到底基共有5个电性层,分别是第四系(Q)和明化镇组( $N_m$ )电阻率为 $1.7\sim 13\Omega\cdot m$ ,东营组( $E_d$ )电阻率为 $2\Omega\cdot m$ ,沙河街组( $E_s$ )电阻率为 $30\sim 40\Omega\cdot m$ ,从1号到11号点存在中、新元古界电阻率为 $250\Omega\cdot m$ ,基底为太古宙(Ar)电阻率 $800\Omega\cdot m$ 。第四系和明化镇组由西向东逐渐变厚,西部最薄为500 m,最厚为700 m,从1号点到11号点第三系逐渐变厚,最薄为400 m,最厚处2400 m,中、新元古界厚度从700 m变厚到1100 m。在12号点到19

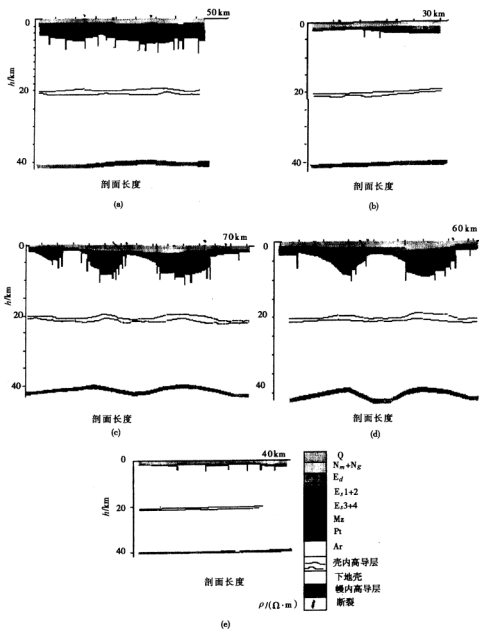


图 4.2.7 电法解释剖面

(a)剖面 5; (b)剖面 6; (c)剖面 7; (d)剖面 8 和 (e)剖面 9

号点所对应的笔架岭隆起带上,第三系厚度较薄,厚度由600 m变到1500 m。该隆起区缺失中、新元古界,基底埋深约为1500 m。从20号点到30号点对应西部凹陷区,曲线类型为KHAA,从地表到基底可划分为8个电性层,分别如下:第四系(Q)和明化镇组( $N_m$ )电阻率为 $1.5\sim 7\ \Omega\cdot m$ ,馆陶组( $N_g$ )电阻率为 $18\sim 20\ \Omega\cdot m$ ,东营组( $E_d$ )电阻率为 $2\ \Omega\cdot m$ ,沙河街组1段和2段( $S_{1+2}$ )电阻率 $5\ \Omega\cdot m$ ,沙河街组3段和4段( $S_{3+4}$ )电阻率为 $30\ \Omega\cdot m$ ,中生界(Mz)电阻率 $60\ \Omega\cdot m$ ,中、新元古界( $Pt_{2+3}$ )电阻率 $150\sim 200\ \Omega\cdot m$ 和结晶基底(Ar)电阻率 $800\sim 1000\ \Omega\cdot m$ ,凹陷的中央在24号到27号点,基底最大埋深为8 km,向西基底逐渐变浅,盖层超覆其上。东部突然变浅,在凹陷中心,中、新元古界( $Pt_{2+3}$ )埋深为6.4 km,最厚处为1.6 km。中生界(Mz)厚度较小,约为300 m到600 m,最大埋深为5.8 km。第三系发育较全,从明化镇组到S4段均有,最厚的厚度可达4.9 km。从31号点到41号点,对应中央隆起电性分区,曲线类型以KHA为主。从上至下分为5个电性层,分别为第四系(Q)和明化镇组( $N_m$ ),电阻率从 $1.5\sim 7\ \Omega\cdot m$ ,厚约0.9 km;馆陶组( $N_g$ )电阻率 $20\sim 25\ \Omega\cdot m$ ,厚从500 m到700 m;东营组( $E_d$ )电阻率为 $2\ \Omega\cdot m$ ,厚为300 m到1.6 km;沙河街组底部和中生界(Mz)电阻率 $40\sim 60\ \Omega\cdot m$ ,厚500 m到800 m,基底(Ar)电阻率 $700\sim 800\ \Omega\cdot m$ ,埋深从2.2 km到4.2 km。从42号点到58号点,对应东部凹陷电性分区,曲线类型为KHAA,由上至下分为5个电性层。分别为第四系(Q)和明化镇组( $N_m$ )电阻率 $1\sim 2\ \Omega\cdot m$ ,厚度约为800 m;馆陶组和东营组电阻率为 $15\ \Omega\cdot m$ ,最厚可达3.6 km;沙河街组( $E_s$ )电阻率 $30\sim 80\ \Omega\cdot m$ ,最厚可达3.3 km;中生界(Mz)电阻率为 $50\ \Omega\cdot m$ ,厚度约为600 m;基底( $Pt_1+Ar$ )电阻率 $1000\sim 1500\ \Omega\cdot m$ ,深度8.4 km。从59号点到71号点,对应东部潜山带和东部斜坡分区,曲线类型为KHA或HA,覆盖层较薄,基底埋深小于2.5 km。

#### 4. 剖面8

该剖面经过LH13-2-1, LH3-1-2和LH4-1-1井,全长60 km,测点距1.5 km,测点41个,实际完成31个。从1号到12号点,对应西部斜坡与笔架岭构造电性分区,曲线类型为KHA。第四系和上第三系电阻率 $2\sim 13\ \Omega\cdot m$ ,厚约800 m;第三系电阻率从 $20\sim 30\ \Omega\cdot m$ ,厚度2 km以内,中生界不发育,基底电阻率为 $800\ \Omega\cdot m$ ,基底埋深不超过3.5 km。从13号点到18号点,对应西部凹陷电性分区,曲线类型为KHAA,从上到下有8个电性层,分别如下:第四系和明化镇组电阻率为 $2\sim 7\ \Omega\cdot m$ ,厚度900 m;馆陶组电阻率 $15\sim 17\ \Omega\cdot m$ ,厚约600 m;东营组电阻率约 $2\ \Omega\cdot m$ ,厚度最大达2.3 km;沙河街组1段和2段电阻率为 $5\ \Omega\cdot m$ ,厚800 m;沙河街组3段和4段电阻率为 $30\ \Omega\cdot m$ 左右,最厚可达2 km;中生界电阻率约 $50\ \Omega\cdot m$ ,厚度由东向西变薄,一般为600 m;中、新元古界电阻率为 $150\sim 200\ \Omega\cdot m$ ,最厚为1.3 km,凹陷隆升处不存在中新元古界;基底(Ar)电阻率 $700\sim 800\ \Omega\cdot m$ ,最大埋深为8.5 km。从19号点到26号点,对应中央隆起电性分区,曲线类型为KHA。从上至下有5个电性层,它们分别是第四系和明化镇组电阻率为 $2\sim 7\ \Omega\cdot m$ ,厚度约0.9 km;馆陶组电阻率 $18\ \Omega\cdot m$ ,厚度700 m左右,东营组电阻率为 $2\ \Omega\cdot m$ ,隆起区中部厚800 m,两边加厚可达1800 m,沙河街组只在中央隆起区的两侧边缘出现,厚度较薄,不大于400 m;中生代(Mz)电阻率为 $40\sim 50\ \Omega\cdot m$ ,厚度西薄东厚600~1000 m,高阻基底太古宇(Ar)电阻率为 $700\sim 800\ \Omega\cdot m$ ,埋深最小为3 km。从27号点到36号点,对应东部凹陷电性分区,曲线类型为KHAA,从上至下可分出5个电性层,它们是第四系和明化镇组电阻率为 $1\sim 2\ \Omega\cdot m$ ,厚度约为700 m;馆陶组和东营组电阻率为 $15\ \Omega\cdot m$ ,厚度最大可达3.5

km,沙河街组电阻率  $30 \sim 80 \Omega \cdot m$ ,厚度可达 3.7 km;中生界电阻率为  $60 \Omega \cdot m$ ,厚度为 1.5 km;基底( $P_t + Ar$ )电阻率  $1000 \Omega \cdot m$ ,最大埋深达 9.2 km。从 37 号点到 41 号点,对应东部潜山带和东部斜坡分区,曲线类型 KHA 或 HA,覆盖层薄,基底埋深小于 2.1 km。

#### 5. 剖面 9

该剖面经过营 1 井,油 1 井和 Jz-17-3-1 井东,测线长 40 km,测点距 1.25 km,共有测点 33 个。整条剖面处于燕南潜山带电性分区,曲线类型为 HA,从地表到基底共区分出 5 个电性层,第四系电阻率  $2 \sim 6 \Omega \cdot m$ ,海上电阻率小于  $3 \Omega \cdot m$ ;上第三系(N)电阻率为  $1 \sim 3 \Omega \cdot m$ ;下第三系(E)电阻率为  $20 \sim 40 \Omega \cdot m$ ,中生代(Mz)电阻率  $60 \sim 90 \Omega \cdot m$ ;高阻基底(Ar)电阻率为  $1000 \Omega \cdot m$ ,基底埋深从南到北有逐渐变深的趋势,最浅为 1.5 km,最深为 3.2 km;中生代地层由北到南逐渐变薄,最厚为 1 km,最薄为 0.4 km。

#### 4.2.5 断裂构造和深部构造

本次大地电磁测深资料解释判定断裂的主要依据是

- (1)曲线类型出现变化,这种变化包括曲线类型转变和特征点位置变化。
- (2)视电阻率—频率断面等值线出现陡变带或同形扭曲。
- (3)相邻测点反演电性层深度急剧变化,即电阻率或地层厚度发生突变的位置可能为断裂发育的地方。
- (4)参考其他地球物理和地质资料,主要参考重磁异常图、第三系地震构造图和区域地质图。

根据如上标志,本次大地电磁测深划分出断裂 25 个,其中规模较大的主要断裂有 4 个,现分述如下。

##### 1. 营口—燕南断裂

该断裂在 7 线,通过 58 号和 8 线的 36 号点。断裂以西,曲线类型为 KHAA,以东则为 KHA 或 HA 型曲线。反演结果表明,断裂以西埋深达 5.5 km,以东仅为 2.1 km。在视电阻率断面图上反映不明显,可能是由于东面表层电阻率较高所致,在二维模拟反演中有显示。

##### 2. 二界沟—盖州湾断裂

该断裂在 7 线的 42 号点和 8 线 26 和 27 号点之间,断裂以东曲线类型为 KHAA,以西则为 KHA。反演结果表明,断裂以西基底埋深为 3 km,以东最深达 9 km。7 线和 8 线的视电阻率断面等值线分别在 40 km 和 37 km 有明显扭曲。

##### 3. 大洼—海南断裂

在 7 线的 31 号点和 8 线的 19 号点通过,断裂以东基底埋深为 3 km,以西最大埋深为 8 km。在 7 线和 8 线视电阻率断面图上有明显表现。7 线在 30 km 处,8 线在 25 km 处。

##### 4. 笔架岭潜山东断裂

该断裂经过 7 线的 19 号点,8 线的 12 号点,断裂以西基底埋藏较浅不超过 3.5 km,曲线类型为 KHA,以东基底埋深 8.5 km,曲线类型为 KHAA,在 7 线、8 线的视电阻率等断面图上也有明显表示,7 线对应 20 km 处,8 线对应 18 km 处。

本区低阻覆盖层厚,海上作长周期 MT 观测较困难,仅在少数点如 835 号,进行了 1000s 信号的观测,因此影响了我们对壳幔高导层的解释。但是,我们还是采用了二维有限元正演拟合方法,在浅部结晶基底以上地电模型和部分深部地电模型得到初步控制的情况下反演了壳内和幔内高导层。结果说明壳内存在高导层,电阻率  $10 \sim 30 \Omega \cdot m$ ,厚度 1~3

km,在断裂发育区,厚度较大,埋深约 20 km,东西部凹陷区埋深变小,小于 20 km,隆起区变深,一般大于 20 km。

#### 4.2.6 关于解释的可靠程度

##### 1. 关于大地电磁测深的水平与垂直分辨率

大地电磁测深的水平与垂直分辨率是一个比较复杂和模糊的问题。从理论上讲,大地电磁测深基于麦克斯韦方程,在大地电磁测深的频率范围内,位移电流远小于传导电流,电场和磁场最终遵循扩散方程,而地震波场遵循波动方程,因此大地电磁测深的分辨率远比不上地震的分辨率。大地电磁与地震勘探有不同的分辨率可从如下几个方面来考虑。

(1)弹性波场和电磁波场在介质中传播均存在反射和折射现象,但地震记录可看成是地震子波与反射序列的褶积,而大地电磁测深则无此简单模型。事实上,地震的反射系数通常都小于 0.3,多次波衰减很快,而电磁反射系数通常接近 1,多次波效应较大。

(2)由于电磁波存在趋肤效应,高频波迅速衰减,因此浅部地电断面主要反映在视电阻率曲线的高频段,且对于地电断面参数变化较敏感,而对于反映深部断面的视电阻率曲线低频段则对深部地电参数变化不敏感,平均的体积效应更加严重。

(3)天然大地电磁场信号的信噪比较低,特别是 1~10 s 的信号,因此,视电阻率曲线有一定的误差。另外,由于静态效应的存在,都使地电断面的等值性加重。

(4)地震波场的垂向分辨率同地震波场的主频有关,水平分辨率同菲涅尔半径有关,具有明确的表达式,而电磁波场由于其复杂性,尚无定量的表达式,但两者的浅部分辨率都较深部分辨率高。

总之,某一目标体能否在视电阻率曲线上有反映,与该目标体的厚度,上下层的电阻率差异,埋藏深度,地电结构组合,曲线的误差大小和静态效应等因素密切相关。只有本着由已知到未知,由点及线,由线及面,定性与定量相结合的反复认识过程,才能给出地电断面的客观图像。

##### 2. 关于本研究几个结论的评价

##### (1)第三系构造

本研究区的第三系构造研究较清楚,钻井、测井和地震资料较齐全,大地电磁测深的分辨率显然与它们无法比拟。但根据井旁测深结果,我们认识到电阻率曲线与地电结构有较好的对应关系,钻井、测井和地震结果可以为大地电磁测深提供较好的浅部初始模型。而最后的浅部解释结果也与已知资料相吻合。浅部解释有较高的分辨率是在大量先验信息已知情况下获得的。如果仅凭大地电磁测深资料进行解释,获得结论的可靠性及分辨率都要降低很多。

##### (2)中生界、元古宇构造

在该区用大地电磁测深探测中生界、元古宇构造是比较困难的,原因是该研究层位埋深较大,此外其与上覆、下伏地层的电阻率差异也不大。电阻率曲线类型并不会因它们的存在否出现类型变化,仅是曲线的特征点有些微小变化,特别是尾支渐近线上升快慢有变化。根据研究区该套地层的地质分布规律,利用区域重磁资料,及钻井、测井,地震约束,特别是浅层模型已知的约束条件下,我们详细地分析了电测深曲线的类型及其特征变化对中生界、元古宇进行了反演。获得了较可靠的结论。

## 结 束 语

无论是在海上还是在陆上,电磁噪声都是大地电磁测深应用无法回避的问题。在陆上,随着国民经济及现代化的发展,各种高压输电线已越来越多,它们产生的电磁噪声规律如何,无论对大地电磁测深的野外施工,还是对资料的处理与解释都具有重要的实际意义。在海底,电磁噪声又有了新的内容,那就是运动海水产生的电磁场噪声。在一定的频率范围内,这种电磁噪声的水平同外部成因的海底电磁场的水平相当(Chave et al., 1983),由此可见这种噪声对海洋 MT 的影响之大。

从原理上讲,海洋 MT 同陆地 MT 相同,但由于海洋环境同陆地环境的巨大差异,使海陆 MT 在仪器和装置、噪音、解决地质问题的能力方面存在较大差异。首先,在深海区,由于高频衰减和海水运动产生的低频噪音的带通效应限制了海洋 MT 解决地质问题的能力。在深海海底只存在周期为几十秒或 100s 以上的电磁场信号。数据的分辨率相当低(Oldenburg, 1983),几乎不含有或很少含有岩石圈 30 km 上部的信息。而 1 小时~4 小时~数天的电磁场受到了海洋内波和正压长周期波的影响。在浅海大陆架区,海水的运动能量更大,运动规律也更加复杂,陆架区尚不清楚的环流同海底地形的作用会产生更加复杂的海水运动,进而使大陆架区的电磁场更加复杂。在滩海区,海水的高频衰减不大,但运动海水产生的电磁场,由于海浪和涌浪而变得比较复杂,特别是海浪与涌浪产生的电磁场噪音的频率范围正好与天然场的“噪声洞”相一致,进一步降低了该频率的信噪比。对以石油勘探为目标的地电结构研究影响较大。此外,海洋 MT 的仪器装置的制作和海洋 MT 的施工难度较陆地 MT 相比是不言而喻的。

尽管海洋 MT 存在如上种种不利因素和困难,经过一些发达国家的科学家几十年的不懈努力,海洋 MT 的理论基础、方法和技术还是取得长足进步,目前的海洋 MT 的技术已走向实用化。在 EMSLAB 实验中对 Juan de Fuca 俯冲板块的顶板给出了清楚的成像,表明了海洋 MT 在洋壳深部研究中的作用,特别是对于研究深部地电结构的横向变化方面的作用。另外海洋 MT 还能够对洋壳的年龄和含水部分熔融作出推断,能够对洋脊区的岩石圈的热状态的演化作出推断。尽管深海 MT 的分辨率不很高,但它却是海洋岩石圈 30 km 以下电导率成像的惟一方法。在含油气盆地电性结构研究中,海洋 MT 的有效性已被近年来墨西哥湾和我们在辽河滩海区的研究工作所证实。

在国际上,浅海大陆架区的 MT 研究还很薄弱,特别在对该区域的海洋环境电磁噪声的研究方面。因此我们在辽河滩海区的 MT 研究,没有多少经验可以借鉴,加之研究时间短、经费严重不足和水平有限,下面一些研究工作有待进一步深化。

(1) 电极的噪声及其与海水的作用过程的细致研究;仪器在海水动能的影响下的不稳定和导线的不稳定产生的电磁噪声的细致研究。

(2) 应进行辅助参数的测量,它们对噪声规律研究十分有益。

(3) 长导线的方位及距离的准确测量与布设。

(4) 加强滩海区海水运动规律的研究,进行滩海区电磁噪声的模型建立及数值模拟研究。

(5) 在实验室和实际海洋环境中,开展可控因素的阵列观测实验以研究噪声的规律等。

(6) 对已采集的数据进行进一步的分析和处理。

21 世纪将是“海洋的时代”,海洋资源,包括海洋矿产资源的勘察开发已成为当今社会极为关注的领域。国家科委已将海洋 MT 列为“863”海洋高科技项目,国土资源部已将海洋 MT 列入“九五”计划和 2000 年至 2010 年规划。因此,应进一步加强海洋 MT 的基础理论研究,加强观测技术研究,研究海洋环境下的各种噪声的特点,进而研究出噪声的压制技术和数据处理技术,为海洋 MT 奠定坚实的应用基础。此外,鉴于 MT 解决地质问题的分辨率较低和国外主动源技术的发展现状,我国应对主动源电磁法予以足够的重视。

滩海大地电磁测深研究工作得以开展,首先要感谢辽河石油管理局的领导、陈义贤总工和廖兴明总工的高瞻远瞩、关怀与支持,勘探研究院的孟卫工总工和有关同志的大力协作和支持。长春科技大学的马志红副校长,科研处、信息学院和能源系领导对本项目提供了一切便利的条件。

在研究过程中,得到了申宁华教授、徐赵容教授和张良怀研究员的帮助和指导,参考了如下内部研究报告:①长春地质学院、辽河石油勘探局,1994,下辽河盆地及其外围中生代区域构造和深部构造研究;②长春地质学院地球物理系,辽河石油勘探局滩海勘探开发公司,1995,油燕沟、笔架岭潜山带重磁场研究与油气远景预测;③长春地质学院,1996,非震物探方法研究松南辽北地区深部构造和深层勘探目标综合解释研究报告;④北京勘察技术工程公司,辽河油田盆地勘探公司,1996,辽河盆地大地电磁测深成果报告;⑤杜乐天等,天然气开发新方向,1993。赵明月研究生为本书的初稿编辑花费了大量的时间和劳动,在此向他们表示感谢。

# The Oceanic and Terrestrial Noise and Shallow Marine Magnetotelluric Study

## Abstract

In recent years, oceanic magnetotelluric has been developed greatly in theory, method and technique aboard. The effectiveness of oceanic MT has been verified in probing both the deep lithospheric and asthenospheric structure to depths of hundreds of kilometers and the oil-trap structure. The EMSLAB project indicated that the techniques of oceanic MT had become mature. But in China, the oceanic MT study began just years ago. From 1996, we started to study oceanic MT. First, we finished our array shallow seafloor instruments. Second, we began to study the EM noise of high voltage transmission line with array instrument at land. Third, we tested the validity of separate measurement of electric and magnetic field. At last, we carried out our oceanic MT study in Liaohe shallow seafloor region where the depth of water is less than 20 meters. This paper is the summarization of above work. Some of our study eliminated the gap for our country in related area. The main outcomes are as follows:

(1) Reviewed the theory, method and instrument development of oceanic MT systematically.

(2) Finished the software which is used for data acquisition, data display and data processing etc. .

(3) With array instrument, we observed that the EM noise is created by high voltage transmission line .

(4) Analyzed the above data, then inferred the theory formula for real transmission line, theory and analyzing result fitted pretty good.

(5) EM noise of high voltage line is mainly 50Hz and its high order harmonic, the low frequency noise is little. The transmission line EM noise can not be distinguished easily beyond 2.6 km from high voltage line.

(6) We tested the validity of separate measurement of electric and magnetic field and further proved it in theory.

(7) Summarized the EM formula of motional seawater, analyzed the meaning of formula.

(8) Acquired more experience in the techniques of muffling noise and oceanic MT work flowchart.

(9) Through array synchronism observation, with spectrum analysis, polarization analysis and waveform comparison, we find out that the frequency of EM noise at shallow



seafloor is between 0.1sec and to 10 sec and. This noise is created by surf and ground swell. We can eliminate these effects in some extent by smoothing filter.

(10) For marine impedance estimation, we realized Robust method which promoted the quality of impedance.

(11) Finally, we interpreted the Liaohé shallow oceanic magnetotelluric data, inferred the distribution of Mesozoic and algonkian which provided the useful information for basin analysis and oil-gas prediction.

## 参考文献

- 刘国栋, 陈乐寿主编, 大地电磁测深研究, 北京: 地震出版社, 1984.
- [美] 考夫曼 A A 凯勒 G V, 大地电磁测深法, 刘国栋等译, 北京: 地震出版社, 1987.
- 陈毓川 主编, 迈向 21 世纪的中国海洋地质事业, 地质出版社, 1997.
- 陈宗镛, 海洋科学概论, 青岛: 海洋出版社, 1992.
- (日) 永田丰著, 物理海洋学, 鲁守范译, 北京: 科学出版社, 1985.
- 伦纳德·恩格勒 著, 海洋, 海洋科学出版社与时代公司, 1979.
- 金尚柱等, 辽河浅海海洋石油勘探开发研究, 北京: 石油工业出版社, 1996.
- 辽宁省地质矿产局, 辽宁省区域地质志, 北京: 地质出版社, 1989.
- 辽河油田石油地质志编辑委员会, 中国石油地质志 卷三, 辽河油田, 北京: 石油工业出版社, 1993.
- 诺斯 F K, 石油地质学, 北京: 石油工业出版社, 1994.
- 戴金星等, 中国东部无机成因气及其气藏形成条件, 北京: 科学出版社, 1995.
- 刘国栋, 邓前辉主编, 电磁方法研究与勘探, 北京: 地震出版社, 1993.
- Booker J R, Chave A D, Introduction to the Special Section on the EMSLAB-Juan de Fuca Experiment, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14093~14098.
- Constable S and Cox C S, Marine controlled-source electromagnetic sounding 2. The PEGASUS experiment, J. Geophys. Res., 1996, 101(B3), 5519~5530.
- Chave A D, Thomson D J, Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14215~14225.
- Chave A D, On the Electromagnetic Fields Induced by Oceanic Internal Waves, J. Geophys. Res., 1984, 89(C6) 10519~10528.
- Chave A D, Filloux J H, Luther D S, Law L K, and White A, Observation of Motional Electromagnetic Fields During EMSLAB, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 141153~141165.
- Chave A D, Filloux J H, Electromagnetic induction field in the deep ocean off California: oceanic and ionospheric sources, Geophys. J. R. astr. 1984, 77, 143~171.
- Chave A D and Cox C S, Electromagnetic Induction by Ocean Currents and the Conductivity of the Oceanic Lithosphere, J. Geomag. Geoelectr., 1983, 35, 491~499.
- Chave A D, Low-Frequency Motionally Induced Electromagnetic Fields in the Ocean, J. Geophys. Res., 1990, 95(C5), 7185~7200.
- Chen J, Dosso H W, Niennaber W., Laboratory Electromagnetic Model Result for the EMSLAB Region, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14167~14172.
- Egbert G D, Booker J R, Multivariate Analysis of Geomagnetic Array Data 1. The Response Space, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14227~14247.
- Egbert G D, Booker J R, Multivariate Analysis of Geomagnetic Array Data 2. The Random Source Models, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14249~14265.
- Filloux J H, Electric Field Recording on the Sea Floor with Short Span Instruments, J. Geomag. Geoelectr., 1974, 26, 269~279.
- Filloux J H, Observation of Very Low Frequency Electromagnetic Signals in the Ocean, J. Geomag. Geoelectr., 1980, 32, Suppl. 1, SI 1~SI 12.
- Filloux J H, North Pacific Magnetotelluric Experiment, J. Geomag. Geoelectr., 1980, 32, Suppl. 1, SI 33~SI 43.
- Geomagnetic Field Using Newly Developed Ocean Bottom Magnetometers, J. Geomag. Geoelectr., 1982, 34, 571~585.
- Gough D I, McKirdy D M, Wood D V, Geiger H, Conductive Structures and Tectonics Beneath the EMSLAB Array, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14099~14110.
- Jiracek G R, Ramirez J et al. Two-Dimensional Magnetotelluric Inversion of EMSLAB Lincoln Line, J. Geophys. Res., 1989, 94(B10), 14145~14151.

- Livelybrooks D W, Cligman W W et al. A Magnetotelluric Study of the Hihe Cascades Graben in Central Oregon, J. Geophys. Res. ,1989,94(B10),14173~14184.
- Jones A G,Chave A D et al. Acomparison of Techniques for Magnetotelluric Response Fuction Estimation ,J. Geophys. Res. ,1989,94(B10),14201~14213.
- McCracken K G,Oristallo,and Hohmann G W,Minimization of noise in electromagnetic exploration systems,Geophisics, 1986,51,819~832.
- Munkholm M S and Auku E. Electromagnetic noise contamination on transient electromagnetic soundings in culturally disturbed environment. Journal of environmental and engineering geophisics,1997.
- Nabighian M N. Electromagnetic Methods in applied Geophysics-Applications Part A and Part B, Society of Exploration Geophysicists, 1991.
- Webb S C,Constable S C,Cox C S and Deaton T K, A Seafloor Electric Field Instrument, Geomag, Geoelectr. , 1985,37, 1115~1129.
- Segawa J, Yukutake T, Hamano Y, Kasuga T and Utada H, Sea Floor Measurement of Wannamaker. P. E,Booker. J. R. et al. Manetotelluric Observation Across the Juan de Fuca Subduction System in the EMSLAB Project , J. Geophys. Res. ,1989,94(B10), 14111~14125.
- Wannamaker P E,Booker J R et al. Resistivity Cross Section Through the Juan de Fuca Subduction System and Its Tectonic Implications, J. Geophys. Res. ,1989,94(B10), 14127~14144.
- Young C T,Kitchen M R, A Magnetotelluric Transect in the Oregon Coast Range, J. Geophys. Res. ,1989, 94(B10), 14185~14193.